DIE GEOCHEMIE DER VULKANITE UND DIE SEDIMENTÄRE ENTWICKLUNG DES BISCAYA-SYNKLINORIUMS IN NORDSPANIEN WÄHREND DER MITTEL- UND OBERKREIDE

von

Martin Meschede

1986

Diss
Tübingen

ATTEMPTO Verlag Tübingen GmbH

DIE GEOCHEMIE DER VULKANITE UND DIE SEDIMENTÄRE ENTWICKLUNG DES BISCAYA-SYNKLINORIUMS IN NORDSPANIEN WÄHREND DER MITTEL- UND OBERKREIDE

Dissertation
zur Erlangung des Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften

der Geowissenschaftlichen Fakultät
der Eberhard-Karls-Universität Tübingen

vorgelegt von

MARTIN MESCHEDE

aus

Lathen/Ems

1986

Tag der mündlichen Prüfung:	27. Mai 1966
Dekan:	Prof. Dr. W. Bayh
1. Berichterstatter:	Prof. Dr. W. Frisch
2. Berichterstatter:	Prof. Dr. J. Wiedmann

Danksagung

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. W. Frisch für die Betreuung meiner Doktorarbeit und für die allzeit bereitwillige Hilfestellung auch in schwierigen Phasen der Arbeit. In zahlreichen Diskussionen trug er maßgeblich zu meinem Verständnis der Entwicklungsprozesse in meinem Arbeitsgebiet bei. Ferner danke ich ihm für die Überlassung einiger Vulkanitproben.

Herrn Prof. Dr. J. Wiedmann danke ich für gemeinsame Diskussionen, Geländebegehungen und die Bereitstellung von Literatur. Herr Dr. J. Behrmann half mir mit der kritischen und konstruktiven Durchsicht eines Teils der Arbeit. Den Professoren Dr. H.-P. Luterbacher, Dr. G. Einsele und Dr. J. Loeschke danke ich für wertvolle Hinweise und Literaturangaben.

Stellvertretend für alle Kommilitonen möchte ich Herrn Dipl. Geol. W. Schwentke für lange und teilweise zermürbende Diskussionen vor allem in der Endphase der Arbeit meinen Dank aussprechen. Er überließ mir darüber hinaus 3 Vulkanitproben aus seinem Arbeitsgebiet.

In der Labortätigkeit wurde ich in vorbildlicher Weise von Frau Sackmann unterstützt. Die Anfertigung der Dünnschliffe lag z.T. in der Hand von Herrn W. Ries. Herr W. Wetzel fertigte die fotografischen Abzüge von den Zeichnungen an. Das Schlämmen und Auslesen der Mikroproben wurde von Herrn W. Brückmann und Frau M. Simson erledigt.

Dem Geochemischen Zentrallabor und hier insbesondere Frau M. Feth sei für die Anfertigung der RFA-Analysen gedankt.

Mein ganz besonderer Dank gilt Herrn Dipl. Geol. W. Kuhnt, der mir die Foraminiferen aus meinen Mikroproben bestimmte und damit zum Gelingen dieser Arbeit ganz wesentlich beitrug.

Schließlich möchte ich dem SFB 53 "Palökologie" danken, der von Juli 1982 bis Juni 1984 die Arbeit durch eine 2-jährige Stelle als Angestellter ermöglichte.

Zusammenfassung

Das Biscaya-Synklinorium wird als ein asymmetrisches Rift-Becken interpretiert, das zwischen der iberischen Platte und dem Biscaya-Block einbricht. Erste Auswirkungen des Riftings zeigen sich bereits in der Trias mit dem Aufdringen von Ophiten. Die Ophite zeigen sehr ähnliche geochemische Eigenschaften wie mittelozeanische Rückenbasalte, sie können jedoch mit Hilfe des neuentwickelten Nb-Zr-Y Diagramms als kontinentale Tholeiite von diesen unterschieden werden. Im Apt/Alb beginnt die Spreading-Phase im Biscaya-Ozean, die sich im Basko-Kantabrischen Becken in einer verstärkten Krustendehnung auswirkt. Im Oberalb setzt in der Riftachse im Biscaya-Becken, die in der Verlängerung der Spreading-Achse liegt, der Vulkanismus mit der Förderung von Alkalibasalten ein. Diese Vulkanite entstammen dem kontinentalen Bereich und sind mit ähnlichen Gesteinen im Afar-Rift-System vergleichbar.

Die turbiditischen Sedimente des Biscaya-Beckens werden im Alb und Cenoman vom Biscaya-Block im N und von S' anschließenden Kontinentalrand der iberischen Platte geschüttet. Der Biscaya-Block bleibt als 'Mikroplatte' zwischen iberischer und europäischer Platte stehen und bildet zu Beginn der Distension ein Liefergebiet ("Biscaya-Hoch"). Im Turon bis Santon herrscht eine relativ ruhige, überwiegend pelagische Sedimentation vor, die lokal durch Diapiraufstiege beeinflußt wird. Bereits im Obercampan macht sich im E des Biscaya-Beckens die beginnende Kollision zwischen iberischer Platte und Biscaya-Block/europäischer Platte mit der Heraushebung einzelner Gebiete bemerkbar; diese Gebiete stellen die Liefergebiete für die turbiditischen Sedimente des Obercampans bis Tertiär dar.

Aus dem Biscaya-Becken wird während der Kollision das Biscaya-Synklinorium geformt. Die anfängliche NW-Drift der iberischen Platte während der 1. Kompressions-Phase, die hier in dextralen Schleppfalten dokumentiert ist, ändert sich in der 2. Kompressions-Phase in N' bis NE' Richtung und äußert sich im NE-vergenten Faltenbau des Biscaya-Synklinoriums.

Zwischen Zumaya- und Biscaya-Becken besteht ein enger tektonischer und sedimentologischer Zusammenhang. Aufgrund der thermischen Beanspruchung der Kreide-Sedimente im SE-Teil des Biscaya-Synklinoriums, der starken faziellen Ähnlichkeit der beiden Ablagerungsräume und der in den Westpyrenäen vorherrschenden Einengungs- und Deckentransport-Richtung nach N wird das Zumaya-Becken als eine Decke interpretiert, die ihre Wurzelzone SW' und z.T. aufliegend auf dem Biscaya-Becken hat und während der 2. Kompressions-Phase im Eozän nach N überschoben wird.

Inhaltsverzeichnis

		Seite
1.	EINLEITUNG UND THEMENSTELLUNG	1
1.1.	Überblick über die Sedimentations- und Subsidenzgeschichte des Basko-Kantabrischen Raumes	2
1.2.	Geologischer Bau des Biscaya-Synklinoriums	4
2.	DIE SEDIMENTE DES BISCAYA-SYNKLINORIUMS AUS DER MITTEL- UND OBERKREIDE	9
2.1.	Bisherige Bearbeitungen	9
2.2.	Die Faziestypen	10
2.3.	Faziesverteilung in den verschiedenen Environments	12
2.4.	Die Profile im Einzelnen	14
2.4.1.	Profil Nr. 1, Las Arenas	19
2.4.2.	Profil Nr. 2, Erandio	20
2.4.3.	Profil Nr. 3, Plencia - Sopelana	21
2.4.4.	Profil Nr. 4, Cabo Villano	26
2.4.5.	Profil Nr. 5, Arminza	27
2.4.6.	Profil Nr. 6, Baquio - San Lorenzo	31
2.4.7.	Profil Nr. 7, Arminza - Baquio	32
2.4.8.	Profil Nr. 8, Ermita San Pelayo	33
2.4.9.	Profil Nr. 9, Gatika	34
2.4.10.	Profil Nr. 10, Munguia - Bilbao	36
2.4.11.	Profil Nr. 11, Guernica	38
2.4.12.	Profil Nr. 12, Amorebieta	42
2.4.13.	Profil Nr. 13, Urruchua	43
2.4.14.	Profil Nr. 14, Berriz - Marquina	46
2.4.15.	Profil Nr. 15, Marquina	47
2.4.16.	Profil Nr. 16, Autobahn Eibar - Durango	50
2.4.17.	Profil Nr. 17, Berriz - Elorrio	52
2.4.18.	Profil Nr. 18, Elgueta	52
2.4.19.	Profil Nr. 19, Arrate	55
2.4.20.	Profil Nr. 20, Autobahn Eibar - Elgoibar	61
2.4.21.	Profil Nr. 21, Anguiozar	70
2.4.22.	Profil Nr. 22, Vergara	71
2.4.23.	Profil Nr. 23, Astigarreta	72
2.5.	Die sedimentologische Entwicklung des Biscaya-Synklinoriums ab der mittleren Kreide	75
3.	DIE VULKANISCHEN GESTEINE	84
3.1.	Bisherige Bearbeitungen	84
3.1.1.	Trias-Ophite	84
3.1.2.	Kreide-Vulkanite	85
3.1.2.1.	Stratigraphie und allgemeine Beschreibungen	85
3.1.2.2.	Geochemie und tektonischer Zusammenhang	86
3.2.	Vorkommen, Lagerungsverhältnisse und Stratigraphie der Kreide-Vulkanite	87
3.2.1.	Regionale Verteilung	87

		Seite
3.2.2.	Gesteinsgruppen	88
3.2.2.1.	Feinkörnige und doleritische Basalte	89
3.2.2.2.	Pillowbasalte	90
3.2.2.3.	Vulkanoklastische Gesteine	93
3.2.2.3.1.	Monomikte Brekzien	95
3.2.2.3.2.	Polymikte Brekzien	95
3.2.2.3.3.	Tuffe und Tuffturbidite	96
3.2.2.4.	Chert-Lagen	96
3.2.3.	Die Vulkanitprofile im Einzelnen	97
3.2.3.1.	Profil Nr. 1, Elorrio - Berriz	99
3.2.3.2.	Profil Nr. 2, Elgueta	100
3.2.3.3.	Profil Nr. 3, Vergara	101
3.2.3.4.	Profil Nr. 4, Rio Urola I	102
3.2.3.5.	Profil Nr. 5, Rio Urola II	105
3.2.3.6.	Profil Nr. 6, Placencia	107
3.2.3.7.	Profil Nr. 7, Autobahn Eibar - Elgoibar	108
3.2.3.8.	Profil Nr. 8, Arrate - Barinaga	112
3.2.3.9.	Profil Nr. 9, Marquina	113
3.2.3.10.	Profil Nr. 10, Arrazua	114
3.2.3.11.	Profil Nr. 11, Rigoitia	115
3.2.3.12.	Profil Nr. 12, Fruniz	116
3.2.3.13.	Profil Nr. 13, Libano de Arrieta	117
3.2.3.14.	Profil Nr. 14, Barrika	118
3.2.4.	Korrelation der Vulkanitprofile	119
4.	PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNG DER VULKANISCHEN GESTEINE	121
4.1.	Kreide-Vulkanite	121
4.2.	Trias-Ophite	124
5.	GEOCHEMIE DER VULKANISCHEN GESTEINE DES BISCAYA-SYNKLINORIUMS	126
5.1.	Probennahme	126
5.2.	Sekundäre Veränderungen	127
5.3.	Magmenzugehörigkeit der Basalte	140
5.4.	Geotektonischer Bildungsbereich der Basalte	145
5.5.	Das Nb-Zr-Y Diagramm zur Unterscheidung verschiedener Typen von Basalten mittelozeanischer Rücken und kontinentaler Tholeiite	152
5.5.1.	Herkunft der Analysendaten und ihre Zuordnung zu plattentektonischen Positionen	153
5.5.2.	Ergebnisse aus den gesammelten Analysendaten	154
5.5.3.	Anwendung des Diagramms auf Paläobasalte	156
5.5.4.	Anwendung des Nb-Zr-Y Diagramms auf die Kreide-Vulkanite und Trias-Ophite	158
5.6.	Zusammenfassung der geochemischen Untersuchungen	159

		Seite
6.	DIE TEKTONISCHE ENTWICKLUNG DES BISCAYA-SYNKLINORIUMS	160
6.1.	Das Biscaya-Rift-System	160
6.2.	Distensive und kompressive Bewegungen im Biscaya-Rift-System	162
6.3.	Der Zusammenhang zwischen Biscaya- und Zumaya-Becken	166
7.	DIE ENTWICKLUNG DES BISCAYA-PYRENÄEN-BEREICHS AUS PLATTENTEKTONISCHER SICHT	170
7.1.	Bisherige Bearbeitungen	170
7.2.	Die Lage der Plattengrenze	171
7.3.	Die plattentektonischen Einheiten	173
7.4.	Die Rekonstruktion der Paläopositionen	176
7.5.	Die Entwicklung des Golfes von Biscaya während der Rift-Phase (Permotrias - Apt/Alb) - ein Modellvergleich	177
7.5.1.	Modell A	179
7.5.2.	Modell B	180
7.5.3.	Diskussion des Modellvergleichs	181
7.6.	Die Spreading- und Kollisions-Phase im Golf von Biscaya und in den Pyrenäen	182
7.7.	Unsicherheiten bei der Rekonstruktion der Paläopositionen	186
8.	ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE	189
8.1.	Sedimentologie	189
8.2.	Vulkanite und Geochemie	190
8.3.	Tektonische und plattentektonische Entwicklung	192
9.	SCHRIFTENVERZEICHNIS	194
	TAFELN	
	Tafel 1	213
	Tafel 2	215
	Tafel 3	217
	ANHANG	
	Tabelle A1	219
	Tabelle A1a	232
	Tabelle A2	233
	Tabelle A3	237
	Tabelle A4	238
	Tabelle A5	240
	Tabelle A6	243
	Tabelle A7	243

1. Einleitung und Themenstellung

Die Tektogenese des Basko-Kantabrischen Beckens in Nordspanien gehörte im Rahmen des Projektes F20 "Fossilvergesellschaftungen" des SFB 53 in den letzten Jahren zu den Forschungsarbeiten des Tübinger Geologischen Institutes. In diesem Zusammenhang steht auch die vorliegende Arbeit, die sich mit der Entwicklung des Biscaya-Synklinoriums befaßt, das einen zentralen Teil dieses Beckens darstellt.

Das Untersuchungsgebiet liegt in Nordspanien im N und W von Bilbao in den Baskischen Provinzen Vizcaya (Hauptstadt Bilbao) und Guipúzcoa (Hauptstadt San Sebastián). Es umfaßt das NW-SE streichende Biscaya-Synklinorium, das in Verbindung mit der Pyrenäen-Orogenese aus dem Biscaya-Becken geformt wurde. Einen Schwerpunkt der Untersuchungen bilden vulkanische Gesteine, die im Biscaya-Becken in großen Mächtigkeiten vorkommen. Neben einer genauen Altersdatierung der Vulkanite und der lithologischen und geochemischen Abgrenzung verschiedener Gruppen geht es vor allem um die Frage nach den Zusammenhängen mit plattentektonischen Bewegungen im Biscaya-Pyrenäen-Raum. Der zweite Schwerpunkt liegt in der faziellen Analyse der überwiegend turbiditischen Sedimente des Biscaya-Beckens aus der Mittel- und Oberkreide. Dabei sollen aus der Faziesverteilung und deren Veränderung im Laufe der Zeit ebenfalls Rückschlüsse auf die Bewegungen der iberischen Platte gezogen werden. Außerdem wird auf die Beeinflussungen der Sedimentation durch den Vulkanismus eingegangen.

Eine zu Beginn der Geländearbeit bereits bestehende Arbeitshypothese interpretiert das Biscaya-Synklinorium als ein Pull-Apart-Becken im Umfeld eines großen Transcurrent-Störungs-Systems. Dieser Ausgangspunkt erwies sich jedoch im Laufe der Arbeit als nicht sinnvoll, so daß hier am Schluß der Arbeit ein überarbeitetes Modell vorgestellt wird, das die neugewonnenen Erkenntnisse mit einschließt.

In einem kurzen Abriß wird nun zunächst die Sedimentations- und Subsidenzgeschichte des Basko-Kantabrischen Beckens nach dem derzeitigen Kenntnisstand erläutert. Die im Anschluß daran folgende Beschreibung der heutigen geologischen Situation im Biscaya-Synklinorium leitet über zur detaillierten Darstellung der sedimentologischen Untersuchungen.

1.1. Überblick über die Sedimentations- und Subsidenzgeschichte des Basko-Kantabrischen Raumes

Der in dieser Arbeit betrachtete Zeitraum reicht von der Permotrias bis zum Eozän, einer eingehenden faziellen Untersuchung wurden allerdings nur die Gesteine der Mittel- und Oberkreide unterzogen, da sie für die Entwicklung des Biscaya-Synklinoriums die größte Bedeutung haben.

In der Permotrias hing die iberische Platte noch mit der europäischen zusammen und es herrschte in ganz Nordspanien eine kontinentale bis epikontinentale Sedimentation in "Germanischer Fazies" vor (rote Silt- und Tonsteine, Evaporite, Kalke). Das bevorstehende Auseinanderbrechen des Pangäa-Kontinents macht sich bereits im Keuper durch die In- und Extrusion "ophitischer Laven" (kontinentale Tholeiite) in einer ersten Rift-Phase bemerkbar.

Im Unter- und Mitteljura stagniert die Entwicklung im Basko-Kantabrischen Becken und es breiten sich epikontinentale Flachwassermeere aus, in denen relativ geringmächtige, vorwiegend kalkige Sedimente entstehen (z.B. DAHM, 1966; RAMIREZ DEL POZO, 1971). Im Oberjura (Oxford bis Tithon) setzt sich in Nordspanien die Wealden-Fazies durch (BRENNER, 1976; REITNER & WIEDMANN, 1982), die bis zum Barrême in dieser Region bestimmend bleibt. Mit dieser Entwicklung wird die zweite Rift-Phase eingeleitet, die im Apt/Alb in die Spreading-Phase im Biscaya-Ozean übergeht.

WIEDMANN et al. (1983) teilen die Aufeinanderfolge der verschiedenen Sedimentationsereignisse ab dem Tithon nach transgressiven und regressiven Kriterien in 4 Megasequenzen ein:

4. Megasequenz: Maastricht - Eozän,
   2. Regressions- und Kompressions-Phase,
3. Megasequenz: Coniac - Campan,
   1. Regressions- und Kompressions-Phase,
2. Megasequenz: Mittel-Alb - Turon,
   oberer Teil: Maximaltransgression,
   unterer Teil: 2. Delta-Phase,
1. Megasequenz: (Oxford)Tithon - Unter-Alb
   oberer Teil: Urgon-Karbonatplattform-Phase,
   unterer Teil: 1. Delta-Phase/"Wealden".

Durch das verstärkte Abrücken der iberischen Platte ab dem Apt kommt es in der Folgezeit zum Absinken von Kippschollen ("tilted blocks") parallel zu den Abbruchrändern, die zur Bildung von Urgonriffen auf deren Hochseite führen (1. Megasequenz, oberer Teil). In den Halbgräben der Tiefseite werden Schwarzschiefer ("Parahoplites-Fazies") abgelagert. Durch die distensive Bewegung und die Zunahme der Überlagerung werden Keupersalze im Untergrund mobil. Erste Diapirbewegungen im Apt/Alb an Störungen parallel und quer zu den Abbruchlinien (WIEDMANN, 1980) sind ihrerseits wieder die Ursache für lokale Riffbildungen (REITNER, 1982, 1984; HANISCH, 1974; BÖSS, 1983; SCHRÖDER, 1980).

Im Alb verstärkt sich die Subsidenz im Basko-Kantabrischen Raum. Im Biscaya-Becken und im NW' angrenzenden Deva-Becken kommt es zur Flysch-Sedimentation ("Flysch noir de Deva", FEUILLEE, 1967), wobei faziell zwischen diesen beiden Becken kein Unterschied besteht (2. Megasequenz, unterer Teil). Die Schüttungsrichtungen stimmen ebenfalls überein und weisen auf ein Hochgebiet im N hin (VOORT, 1964; BÖSS, 1983; WIEDMANN et al., 1983).

Im Cenoman nimmt die Subsidenz im gesamten Basko-Kantabrischen Becken zu, so daß ab Mittel- bis Obercenoman im N' und zentralen Teil, im Unter- und Mittelturon auch im S pelagische Sedimente abgelagert werden (2. Megasequenz, oberer Teil). Während sich im S etwa ab Coniac erneut Karbonatplattformen ausbilden, dominiert in den N' Becken weiterhin die pelagische Fazies. Durch eine erhöhte Sedimentauflast geraten nun weitere Diapire erstmals in Bewegung.

Im Obercampan verstärkt sich die Turbidit-Sedimentation beträchtlich und führt zu einem ersten Höhepunkt mit dem Auftreten von grobklastischen Schüttungen (3. Megasequenz). Das Biscaya-Synklinorium gelangt dabei stellenweise bis in den Middle-Fan-Bereich eines Deep-Sea-Fan-Systems mit grobkörnigen, dickbankigen Turbiditen.

Im Maastricht findet in den N' Becken erneut eine Pelagisierung statt, die Turbidit-Sedimentation hört auf und es lagern sich pelagische Mergel ab (4. Megasequenz). Im S kommt es wieder zu flachmarinen Verhältnissen.

Der zweite und letzte Höhepunkt der Turbidit-Sedimentation beginnt im oberen Paläozän in den noch nicht von der Heraushebung betroffenen Gebieten (Biscaya-Becken, Zumaya-Becken). Mit diesen grobklastischen Schüttungen des proximalen Bereiches endet die marine Sedimentation im Biscaya-Pyrenäen-Bereich.

1.2. Geologischer Bau des Biscaya-Synklinoriums

Die geologische Übersichtskarte in Abb. 1 zeigt das Biscaya-Synklinorium inmitten des Basko-Kantabrischen Beckens, das überwiegend aus kretazischen Sedimenten aufgebaut ist. Im E und W wird dieses Becken von paläozoischen Gesteinen eingerahmt, im E von den Baskischen Massiven und im W vom Kantabrischen Gebirge. Den S-Rand bilden tertiäre Sedimente, die jedoch erst nach der Pyrenäen-Orogenese abgelagert wurden und für die Entwicklung des Basko-Kantabrischen Beckens keine Rolle spielen.

Die Flanken des Biscaya-Synklinoriums werden von Urgonkalkmassiven gebildet, im NE sind es die Massive von Guernica und Tolosa und im SW die heute sehr steil stehenden Kalke des Duranguesado (in der NW' Verlängerung des Aitzgorri-Massivs). Letztere sind in NE' Richtung auf das Biscaya-Synklinorium aufgeschoben (SOLER et al., 1981). Die Aufschiebungslinie entspricht der Biscaya-Störung, die sich im E in die N-Front der Marbres-Decke fortsetzt und eines der Hauptstörungssysteme des Basko-Kantabrischen Beckens darstellt.

Abb. 2 zeigt eine geologische Karte des Biscaya-Synklinoriums. Im NE gehen die Kalkmassive von Guernica und Tolosa in eine sandig-tonige Fazies ("Parahoplites-Fazies") über, die von den turbiditischen Sedimenten des Biscaya-Beckens überlagert wird. Vor allem im NE-Flügel des Synklinoriums, untergeordnet aber auch auf dessen anderer Seite, schalten sich vulkanische Gesteine mit Mächtigkeiten bis über 1100 m ein. Den Kern der Struktur bilden tertiäre, z.T. ziemlich grobklastische Turbidite.

Bei Guernica und Baquio befinden sich entlang etwa N-S streichender Störungslinien zwei Diapiraufbrüche, in denen vulkanische Gesteine ("Ophite") zusammen mit roten Ton- und Siltsteinen aus der Trias an die Oberfläche gelangten. Ein weiteres sehr kleines Vorkommen von Trias-Ophiten ist an der Küste bei Plencia.

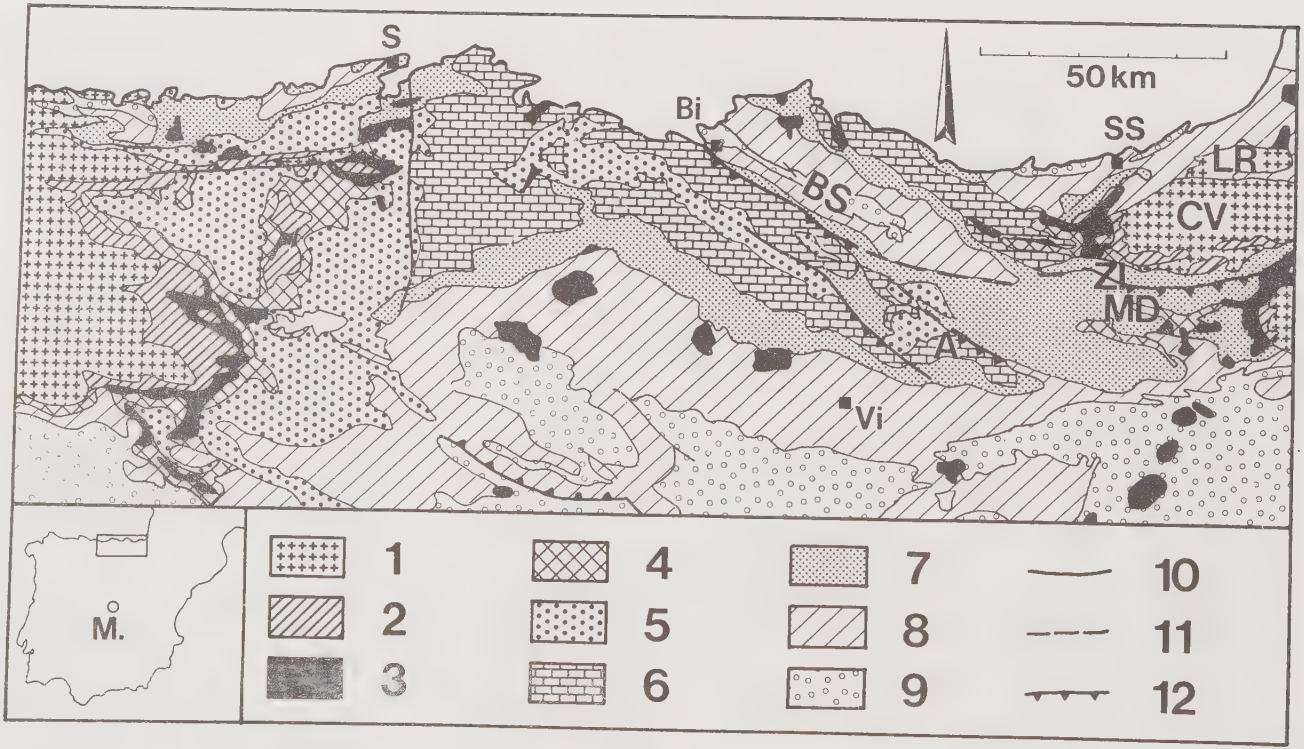


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Basko-Kantabrischen Beckens (verändert nach MANGIN & RAT, (1962). 1: Paläozoikum, 2: Permotrias, 3: Trias, 4: Jura, 5: Wealden, 6: Urgon-Karbonat-plattformen und Beckenfazies des Apt, 7: Alb/Cenoman, 8: Oberkreide, 9: Tertiär, 10: Störung, 11: vermutete Störung, 12: Überschiebung/Decke.
A: Aitzgorri-Massiv; Bi: Bilbao; BS: Biscaya-Synklinorium; CV: Cinco-Villas-Massiv; LR: La-Rhune-Massiv; MD: Marbres-Decke; S: Santander; SS: San Sebastián; Vi: Vitoria; ZI: Zone intermediaire.

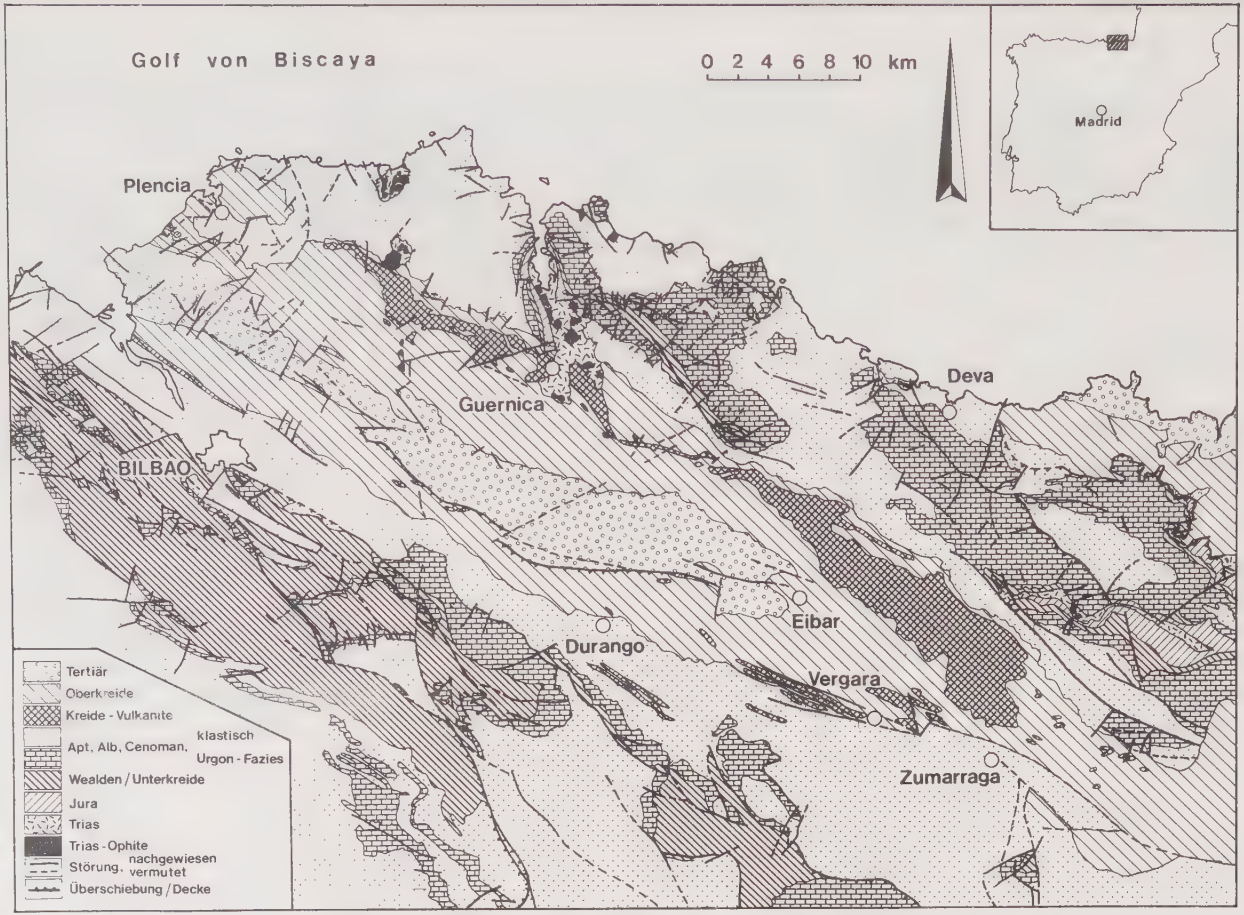
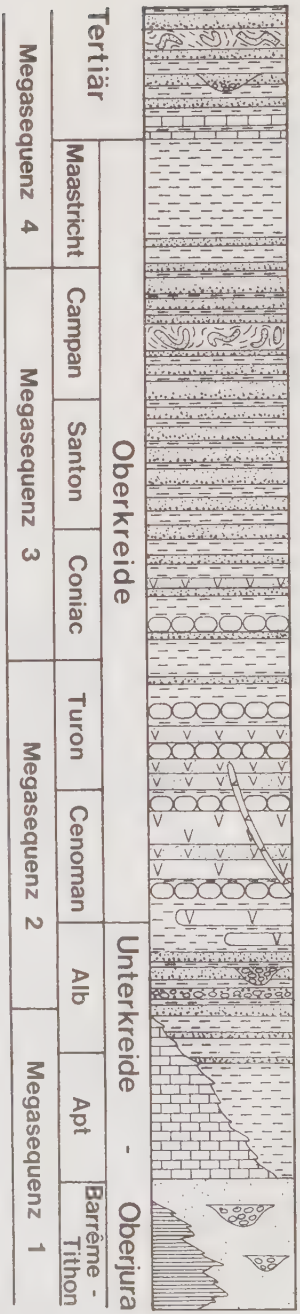


Abb. 2: Geologische Karte des Biscaya-Synklinoriums (verändert nach: s. S. 8)



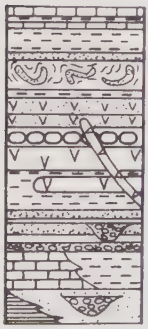
(verändert nach: WIEDMANN et al., 1983)

Abb. 3: Die Schichtenfolge im Biscaya-Synklinorium und ihre Zuordnung zu großräumigen tektonischen und sedimentologischen Ereignissen

Die von WIEDMANN et al. (1983) beschriebenen Megasequenzen sind in den Sedimenten des Biscaya-Synklinoriums gut wiederzuerkennen. In einem schematischen Säulenprofil (Abb. 3) ist der Sedimentationsablauf vom Oberjura bis zum Tertiär dargestellt. Die Schichtfolge beginnt mit Wealdenablagerungen, die von Urgonkalken bzw. Parahoplites-Tonsteinen überlagert werden. Diese Ablagerungen sind heute am Rand des Synklinoriums oder an Diapiraufbrüchen zu finden. Darüber folgen die turbiditischen Sedimente des Alb, die hier die 2. Delta-Phase vertreten. Die Vulkanite sind unabhängig von den Megasequenzen in die Schichten des Alb bis Coniac eingeschaltet. Die einzelnen Transgressions- und Regressions-Phasen in der Oberkreide und im Tertiär machen sich durch die Zunahme bzw. Abnahme von turbiditischen Lagen bemerkbar. Lokale Abweichungen von der normalen Abfolge sind vor allem auf Diapirbewegungen zurückzuführen. Im Biscaya-Synklinorium kommen Reliefveränderungen durch submarine Vulkanbauten als Besonderheit hinzu.

Eine detailliertere Darstellung der sedimentären Entwicklung des Biscaya-Synklinoriums folgt am Schluß des folgenden Kapitels, in dem zunächst die Ergebnisse der durchgeführten sedimentologischen Untersuchungen aufgeführt sind. Auf die vulkanischen Gesteine wird in Kap. 3 und 4 näher eingegangen.

Legende zu Abb. 3:



Kalk/Mergel Wechselfolge
Beckensedimente

Slope-Sedimente

Vulkanoklastite
Pillowbasalte

Sills
Dikes (diskordant)
Turbidite (mit Rinnenfüllungen,
z.T. konglomeratisch)

Urgon-Kalke

kontinentale Wealden-Fazies (Sandsteine,
Konglomerate, limnische Kalke etc.)

(Abb. 2: zusammengestellt aus den geologischen Karten 1 : 50 000, Bl. 37 - Algorta: ESPEJO et al., 1975a; Bl. 38 - Bermeo: ESPEJO et al., 1975b; Bl. 39 - Lequeitio: ESPEJO et al., 1975c; Bl. 61 - Bilbao: ORTIZ RAMOS et al., 1975; Bl. 62 - Durango: PIGNATELLI GARCIA et al., 1973; Bl. 63 - Eibar: MARTIN FERNANDEZ et al., 1975; Bl. 86 - Landaco:RAMIREZ DEL POZO et al., 1978; Bl. 87 - Elorrio: OLIVE DAVO et al., 1978; Bl. 88 - Vergara: GOMEZ et al., 1975)

2. Die Sedimente des Biscaya-Synklinoriums aus der Mittel- und Oberkreide

2.1. Bisherige Bearbeitungen

Das Biscaya-Synklinorium ist bisher als Einheit noch nicht detailliert untersucht worden. Es existieren zwar eine Reihe von Arbeiten, in denen auf die Gesteine und die Entwicklung dieses Beckens eingegangen wird, jedoch passiert dies meist nur am Rande. BÖSS (1983) geht genauer auf den Aufstieg des Guernica-Diapirs und die dadurch verursachten sedimentären Besonderheiten im Gebiet von Guernica ein. CUEVAS et al. (1981) beschreiben die vulkanischen Gesteine im mittleren Teil des Biscaya-Synklinoriums (s. Kap. 3.). MATHEY (1983) schließlich beschäftigt sich mit den sedimentologischen Verhältnissen im gesamten Raum zwischen Bilbao im W und Bidart (Frankreich) im E. Darüber hinaus gibt es einige Arbeiten zu Detailproblemen innerhalb des Biscaya-Synklinoriums (z.B. CUEVAS et al., 1982; ALVARO, 1976; BADILLO et al., 1983; BIJVANK, 1967; ELORZA et al., 1985; GARCIA-GARMILLA et al., 1983; GARCIA-MONDEJAR & PUJALTE, 1983; GOMEZ DE LLARENA, 1958; JEREZ-MIR, 1968a; LAMOLDA et al., 1983b; RAT, 1953; ROSSY, 1969, 1970, 1974; ROSSY et al., 1979).

In den folgenden Kapiteln werden eine Reihe von Profilen vorgestellt, die in den Sedimenten der Mittel- und Oberkreide (Apt/Alb bis Kreide/Tertiär-Grenze) im Biscaya-Synklinorium aufgenommen wurden. Neben überwiegend turbiditischen Serien haben hier auch Slope- und Plattform-Sedimente eine wichtige Bedeutung. Die Ränder des Biscaya-Synklinoriums werden von Riffkalkblöcken gebildet, auf die hier nicht näher eingegangen wird und die z.T. bereits von REITNER (1984) eingehend beschrieben wurden.

Das Hauptaugenmerk bei der Profilaufnahme lag auf sedimentologischen Kriterien, da es sich überwiegend um klastische Sedimente mit meist nur geringem Fossilgehalt handelt. Die stratigraphische Einstufung der Profile erfolgte, wenn möglich, über eine mikropaläontologische Datierung, jedoch ließen sich in einigen Profilen, besonders in den flachmarin-sandigen Schichten und im SE-Teil des Biscaya-Synklinoriums überhaupt keine Faunen nachweisen, so daß man hier auf lithologische Vergleiche angewiesen war, die

naturgemäß relativ ungenau sind. Die Interpretation der Profile orientiert sich an einem von MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) und WALKER & MUTTI (1973) entwickelten Faziesmodell für turbiditische Sedimente an einem Kontinentalrand. Es wurde versucht, die Sedimente den hier unterschiedenen Faziestypen A - G (s.u.) zuzuordnen, um so Aufschluß über das jeweilige Environment, in dem sie abgelagert wurden, zu bekommen.

2.2. Die Faziestypen

A : sandig-konglomeratische Fazies.

Mittel- bis grobkörnige Sandsteine und Konglomerate wechseln in sehr unregelmäßiger Folge, Amalgamierungen und erosive Rinnen sind sehr häufig. Die Mächtigkeiten betragen bis zu 10 m und mehr, schwanken jedoch sehr stark und sind lateral nicht beständig, meist keilen sie schon nach wenigen 10 er bis 100 er m aus. Das Sand/Ton-Verhältnis (S/T) ist in der Regel sehr hoch ($S/T > 10$). Als Transportmedium wird ein Grain-Flow (MIDDLETON, 1970) angenommen, folglich läßt sich die Bouma-Sequenz auf diesen Faziestyp nicht anwenden.

B : sandige Fazies.

Dieser Faziestyp ist ähnlich wie Faziestyp A ausgebildet, jedoch insgesamt mit feinerer Körnung (fein- bis grobkörniger Sandstein), besserer Sortierung, dünneren und paralleleren Schichten, sowie einem besseren lateralen Durchhalten der einzelnen Lagen. Darüber hinaus sind die pelitischen Zwischenlagen besser entwickelt. Der Transportmechanismus entspricht ebenfalls dem eines Grain-Flow.

C : sandig-pelitische Fazies.

Zu diesem Faziestyp gehören die Sandsteine, die der von BOUMA (1962) und WALKER (1965) entwickelten klassischen Definition für Turbidite entsprechen. Im Idealfall sind sie aus 5 Intervallen zusammengesetzt: A = gradiert, B = parallelgeschichtet, C = schräg- und/oder convolut-geschichtet, D = parallelgeschichtet, E = homogen pelitisch. Der E-Horizont gehört z.T. noch zur allochthonen turbiditischen Sequenz und nur im oberen Teil zur autochthonen pelitischen Sequenz (MIDDLETON & HAMPTON, 1976). Eine Unterscheidung der E^T und E^P Sequenz wurde jedoch in dieser Arbeit nicht durchgeführt.

Im Faziestyp C ist die Bouma-Sequenz gut entwickelt, wenn auch in der Praxis oftmals das eine oder andere Intervall fehlt. Die Mächtigkeit der Bänke beträgt normalerweise zwischen 50 und 150 cm und ist lateral beständig, obwohl auch Amalgamierungen und erosive Rinnen vorkommen. Die Mächtigkeiten der turbiditischen Sequenzen überwiegen i.a. die pelitischen um ein mehrfaches ($S/T \geq 2$).

D : pelitisch-sandige Fazies I.

Das wichtigste Kriterium dieser Fazies ist die Parallelität der einzelnen turbiditischen Lagen, die lateral bis zu mehreren 10er km durchhalten können. Jede einzelne Lage besteht aus einer mehr oder weniger vollständigen Bouma-Sequenz, wobei der pelitische Teil normalerweise mächtiger ist ($S/T < 1$) und die basalen Intervalle (A,B,C) fehlen können. Am häufigsten ist die Sequenzfolge C-D-E ausgebildet. Die Mächtigkeit der Bänke schwankt zwischen 1 und 40 cm, kann jedoch auch ab und zu 1 m übersteigen.

E : pelitisch-sandige Fazies II.

Dieser Faziestyp ähnelt dem Faziestyp D, jedoch überwiegen hier die turbiditischen Lagen ($S/T \geq 1$). Sie sind gewöhnlich dünner als 30 cm, meistens sogar dünner als 15 cm, zeigen jedoch öfter irreguläre Oberflächen oder Schichtungen. Auch sind sie häufig grobkörniger ausgebildet und zeigen selbst in dünnen Lagen gradierte (A-)Horizonte.

F : chaotische Fazies.

Bei diesem Faziestyp handelt es sich um relativ langsam am Meeresboden abgleitende Rutschmassen, die dabei z.T. nur verbogen und ineinander geschoben (Slump), z.T. jedoch auch stark durcheinandergemischt werden (Debris-Flow). Olistolithe und Olistostrome sind als Ganzes abgerutschte Blöcke. In einem Slump finden sich noch zusammenhängende verbogene Schichtpakete, deren Faltenachsen mitunter Informationen zur Transportrichtung liefern können. Ein Debris-Flow besteht aus zusammenhanglosen groben Bestandteilen in einer feinkörnigen Matrix. Die Mächtigkeit solcher Lagen kann 30 m übersteigen und die Bouma-Sequenz ist, wie auch beim Grain-Flow (s. Faziestyp A und B) nicht anwendbar.

G : hemipelagische und pelagische Fazies.

Die Sedimente dieses Faziestyps stellen die "normale", autochthone Sedimentation im Gegensatz zu den allochthonen Turbiditen dar. Es sind feinkörnige Pelite, die sowohl kalkfreie Tonsteine als auch Mergel oder Kalkmergel sein können. Kalkfreiheit kann als ein Indiz für eine Ablagerung unterhalb der CCD angesehen werden, insbesondere dann, wenn die turbiditische Sequenz im Gegensatz zur pelitischen Kalk enthält.

In Tab. 1 sind die wichtigsten Merkmale der einzelnen Faziesgruppen noch einmal zusammengestellt. Neben dem Sand/Ton-Verhältnis (S/T) ist in den folgenden Profildarstellungen jeweils noch der von WALKER (1967) eingeführte ABC-Index (hier als Walker-Index (WI) bezeichnet) angegeben. Er errechnet sich aus dem prozentualen Anteil der Bänke, die mit der Sequenz A beginnen, plus der Hälfte derjenigen, die mit Sequenz B beginnen:

$$A + \frac{1}{2} B = WI \quad [\%]$$

Faziestyp	Bestandteile	Mächtigkeit einzelner Bänke	Transportmechanismus	S/T
A	mittel- bis grobkörniger Sandstein, schlecht sortiert, Konglomerate, Rinnenfüllungen	sehr stark schwankend,	Grain Flow	> 10
B	fein- bis grobkörniger Sandstein, Rinnenfüllungen	stark schwankend, bis 10 m	Grain Flow	> 5
C	Sandsteine mit gut entwickelter Bouma-Sequenz, meist A - E	50 - 150 cm	Suspensionsstrom	≥ 2
D	dünnbankige Sandsteine, parallel, Bouma-Sequenz meist nur C - E	3 - 40 cm	Suspensionsstrom	≤ 1
E	dünnbankige Sandsteine, parallel und unregelmäßig, Bouma-Sequenz z.T. A - E	1 - 30 cm	Suspensionsstrom	≥ 1
F	Rutschmassen, verbogen verwürgt, in einzelne Bestandteile aufgelöst	bis > 30 m	Debris Flow Slump Olistostrom	--
G	Tonsteine, Mergel, Kalkmergel	--	--	--

Tab. 1: Zusammenstellung der Faziestypen der Sedimente im Biscaya-Synklinorium nach dem Schema von MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) und WALKER & MUTTI (1973)

Die Anwendbarkeit als Proximalitätsindex ist jedoch umstritten, da weder die Bankdicke, noch das Sand/Ton-Verhältnis berücksichtigt werden.

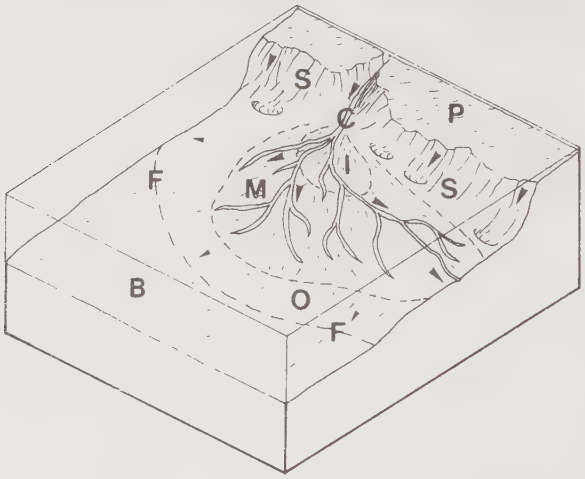
Das Faziesschema in Tab. 1 läßt sich nur schwierig auf die Kalkturbidite des Biscaya-Synklinoriums anwenden, da in diesen Lagen meistens keine Sedimentstrukturen mehr zu erkennen sind. In einigen Fällen konnten jedoch auch in diesen Bänken Gradierungen oder Convolute Bedding nachgewiesen werden, so daß in der Mehrzahl der Fälle ein turbiditischer Charakter der kalkigen Lagen angenommen werden kann. Die Zuordnung zu einem Faziestyp erfolgte dann nach der Bankdicke und dem Verhältnis von Kalkbänken zu pelitischen Lagen. Es ist jedoch auch möglich, daß es sich dabei teilweise um hemipelagische Sedimente handelt (RUPKE, 1978).

2.3. Faziesverteilung in den verschiedenen Environments

Es wurde versucht, die festgestellten Faziesassoziationen 8 verschiedenen Environments zuzuordnen, die in Anlehnung an das Modell von MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) aufgestellt wurden. Abb. 4

zeigt das schematische Bild eines Deep-Sea-Fans und die räumliche Verteilung der verschiedenen Environments.

Abb. 4: **Faziesschema eines Deep-Sea-Fans**
(nach RUPKE, 1978)



P : Platform
S : Slope
C : Channel
I : Inner Fan
M : Middle Fan
O : Outer Fan
F : Fan Fringe
B : Basin Plain

P : Platform (Plattform oberhalb des Beckenrandes)

Unter diesem Begriff werden sämtliche flachmarine Bildungen am Rand des Biscaya-Synklinoriums zusammengefaßt. Dazu gehören Riffkalke und Prodelta-Sedimente mit Konglomeraten, feinen und groben Sandsteinen, sandigen Tonsteinen und vereinzelten kohligen Lagen. Diese Sedimente lassen sich nicht oder nur schwer in das Faziesschema der Tab. 1 einordnen und sind daher in den Profilzeichnungen nur zum Teil mit Bezeichnungen (in eckigen Klammern) versehen.

S : Slope (Übergang zwischen der flachmarinen Plattform und dem tieferen Becken)

Faziestypen: F, G, seltener D.

C : Channel (Verteilungskanäle im Deep-Sean-Fan)

Faziestypen: A, B, F, G.

I : Inner Fan (Innerer Bereich des Deep-Sea-Fans)

Faziestypen: B, C, G, seltener A.

M : Middle Fan (mittlerer Teil des Deep-Sea-Fans)

Faziestypen: C, G, seltener B.

O : Outer Fan (äußerer Teil des Deep-Sea-Fans)

Faziestypen: C, F, G, selten B, D.

F : Fan Fringe (äußerster Rand des Deep-Sea-Fans)

Faziestypen: E, D, G, seltener C.

B : Basin Plain (außerhalb des Deep-Sea-Fans, Becken-Ebene)

Faziestypen: D, G, selten E.

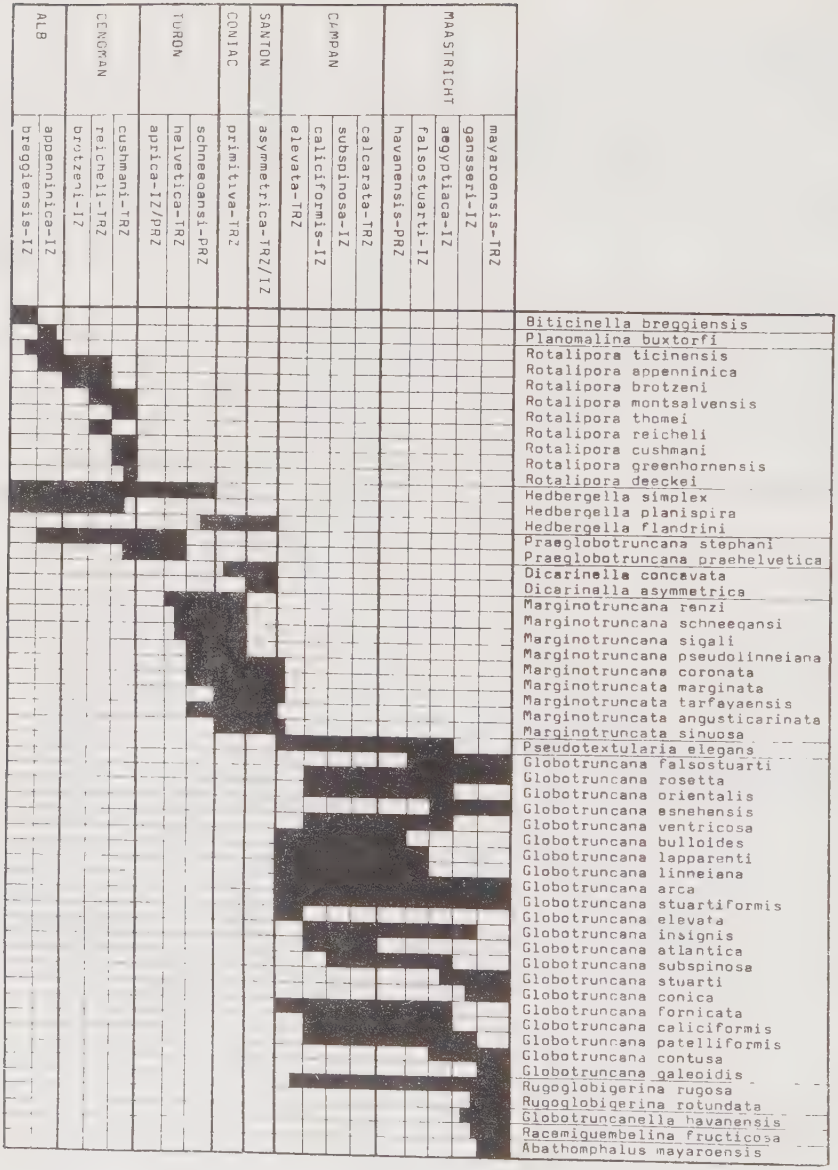
2.4. Die Profile im Einzelnen

In Tab. 2 ist eine Übersicht über die stratigraphische Reichweite der wichtigsten im Biscaya-Synklinorium vorkommenden Foraminiferen gegeben, die zur Datierung der Mittel- und Oberkreide-Sedimente herangezogen wurden. In den Profilen werden für die paläontologischen Bezeichnungen folgende Abkürzungen verwendet:

A.	: Abathomphalus
D.	: Dicarinella
G.	: Globotruncana
Glla.	: Globotruncanella
Hed.	: Hedbergella
M.	: Marginotruncana
Pr.	: Praeglobotruncana
R.	: Rotalipora
Rac.	: Racemiguembelina
Rgl.	: Rugoglobigerina
S.	: Simplorbitolina
Sig.	: Sigalia

Die stratigraphische Einordnung der Profile und ihre Faziesverteilung ist in Abb. 5 in einer Übersichtstafel zusammengestellt. Abb. 6 zeigt die Profillokalitäten und die im Text verwendeten Ortsbezeichnungen mit den wichtigsten Straßenverbindungen.

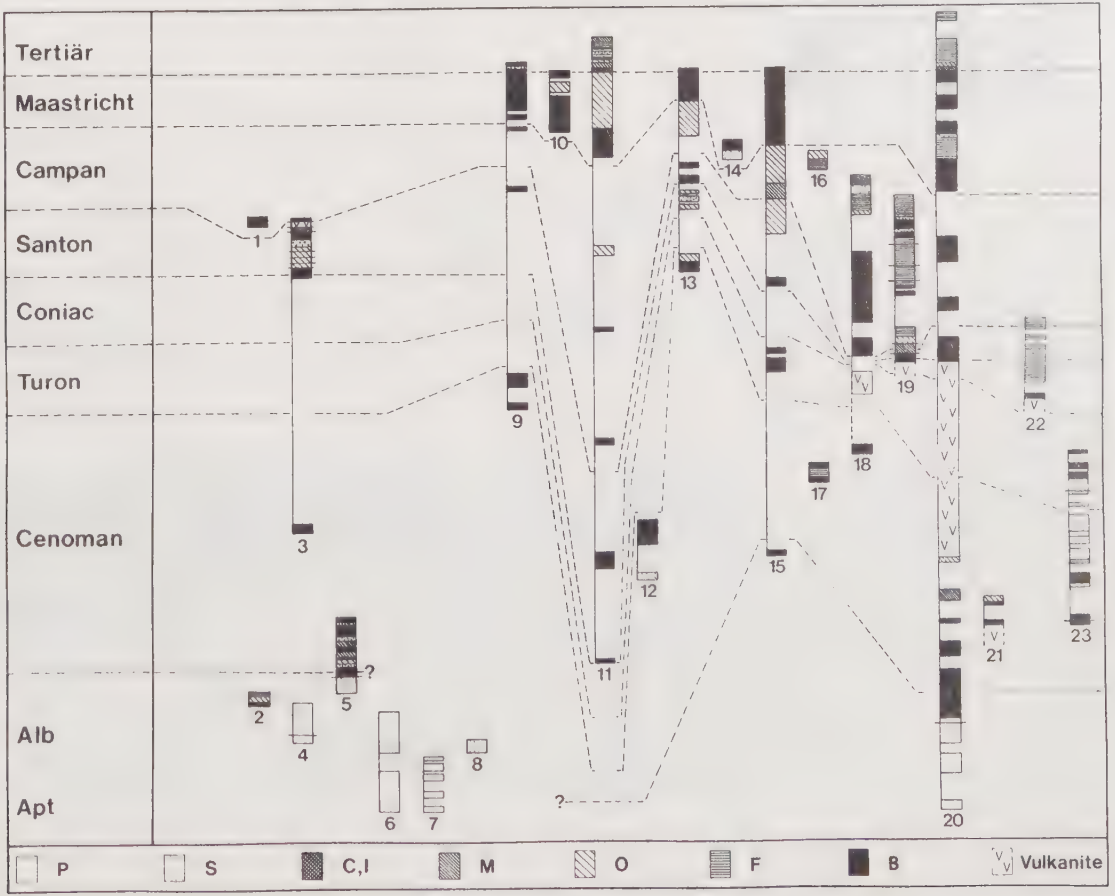
Zur Bestimmung des Sand/Ton-Verhältnisses (S/T) und des Walker-Index (WI) wurden in den Profilen an den angegebenen Stellen Abschnitte mit jeweils etwa 20 - 40 turbiditischen Bänken detailliert aufgenommen und auf die Mächtigkeiten der Bouma-Sequenzen hin untersucht. Einige dieser Detailprofile sind in den folgenden Kapiteln abgebildet, um die verschiedenen Typen der vorkommenden turbiditischen Sedimente zu zeigen. In Abb. 7 ist die Legende zu den Detailprofilen, in Abb. 8 zu den Profilzeichnungen im Kap. 2.4. dargestellt.



Tab. 2: Übersicht über die stratigraphische Reichweite der wichtigsten im Biscaya-Synklinorium vorkommenden Foraminiferen in der Mittel- und Oberkreide

Abb. 5:

Stratigraphische Einordnung der Profile und ihre Faziesverteilung, Übersicht



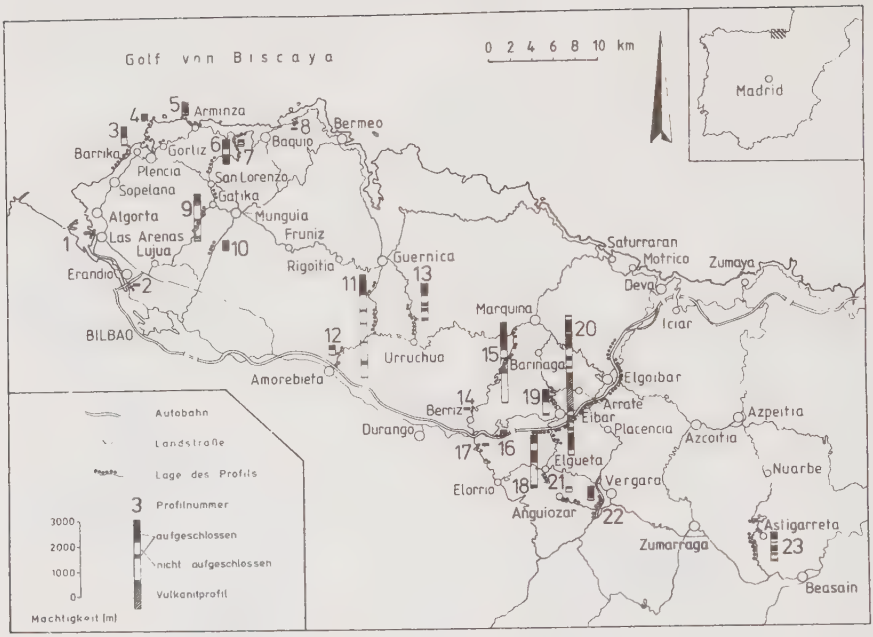


Abb. 6: Lage der im Biscaya-Synklinorium aufgenommenen Profile

1 - Las Arenas
2 - Erandio
3 - Plencia-Sopelana
4 - Cabo Villano
5 - Arminza
6 - Baquio-San Lorenzo
7 - Arminza-Baquio
8 - Baquio-Bermeo
9 - Gatika
10 - Munguia-Bilbao
11 - Guernica
12 - Amurebieta
13 - Urruchua
14 - Berriz-Marquina
15 - Marquina
16 - AB Eibar-Durango
17 - Berriz-Elorrio
18 - Elgueta
19 - Arrate
20 - AB Eibar-Elgoibar
21 - Anguiozar
22 - Vergara
23 - Astigarreta

Abb. 7: Legende zu den Detailprofilen in Kap. 2.4.

E-Horizont
D-Horizont
C-Horizont
B-Horizont
A-Horizont

Bouma-Sequenz

Kalkturbidit

Toneisensteinlage

Legende

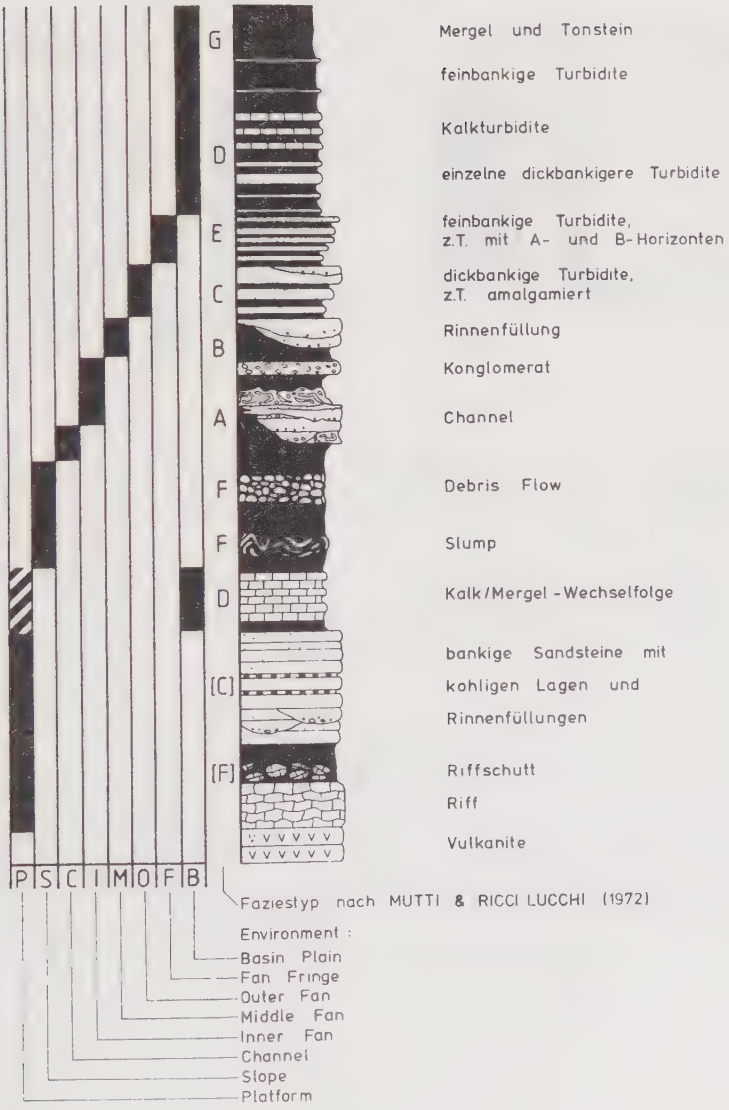


Abb. 8: Legende zu den Profilzeichnungen im Kap. 2.4.

2.4.1. Profil Nr. 1, Las Arenas (Abb. 9)

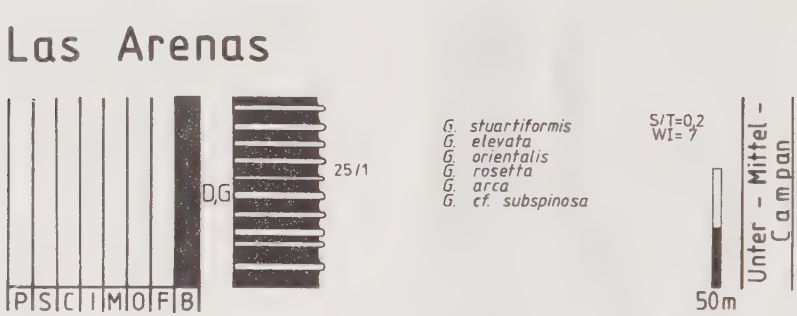


Abb. 9: Profil Nr. 1, Las Arenas

Lage: Unterhalb der Kaimauer an der Straße von Las Arenas zum Playa de Ereaga in Algorta; der Aufschluß ist nur bei Niedrigwasser begehbar.

Mächtigkeit: ca. 60 - 80 m.

Aufschlußverhältnisse: gut, z.T. stark verschmutzt durch Abwässer.

Beschreibung:

Es handelt sich um Basin-Plain-Turbidite mit Lagen der Faziestypen D und G. Die turbiditischen Bänke können bis zu 15 cm dick werden, bleiben aber i.a. unter 10 cm. Die pelitischen Lagen sind mergelig und werden z.T. bis 1 m mächtig. Einige Schichtunterseiten der Turbidite zeigen Lineationen in N-S-Richtung. Die Schichtfolge ist im Bereich des Aufschlusses überkippt. Die mikropaläontologische Datierung ergab ein Unter- bis Mittelcampan Alter.

2.4.2. Profil Nr. 2, Erandio (Abb. 10)

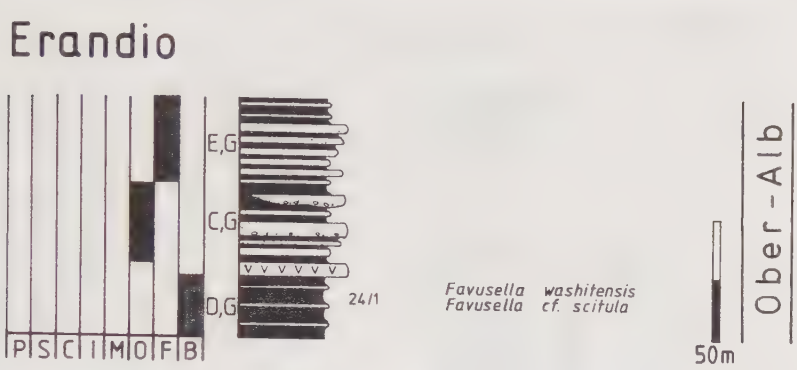


Abb. 10: Profil Nr. 2, Erandio

Lage: Im Bereich der Autobahnauffahrt Erandio, kurz vor der Autobahnbrücke über den Rio Nervión.

Mächtigkeit: ca. 100 m.

Aufschlußverhältnisse: Frischer Straßenanschnitt, zur Zeit der Profilaufnahme gut, da die Straße erst vor kurzer Zeit neu gebaut wurde.

Beschreibung:

Die turbiditischen Lagen (Faziestypen C, D, E) sind unterschiedlich mächtig zwischen weniger als 10 cm bis über 1 m, teilweise sind Rinnenfüllungen zu beobachten. Die pelitischen Lagen sind als kalkige, schwarzgefärbte Tonsteine ausgebildet. Es dürfte sich dabei um Sedimente des Outer-Fan bis Fan-Fringe Bereiches handeln. In die Schichtfolge ist eine schichtparallele Intrusion von ca. 2 m Dicke eingeschaltet. Die mikropaläontologische Datierung ergab ein Oberalb Alter.

2.4.3. Profil Nr. 3, Plencia - Sopelana (Abb. 11)

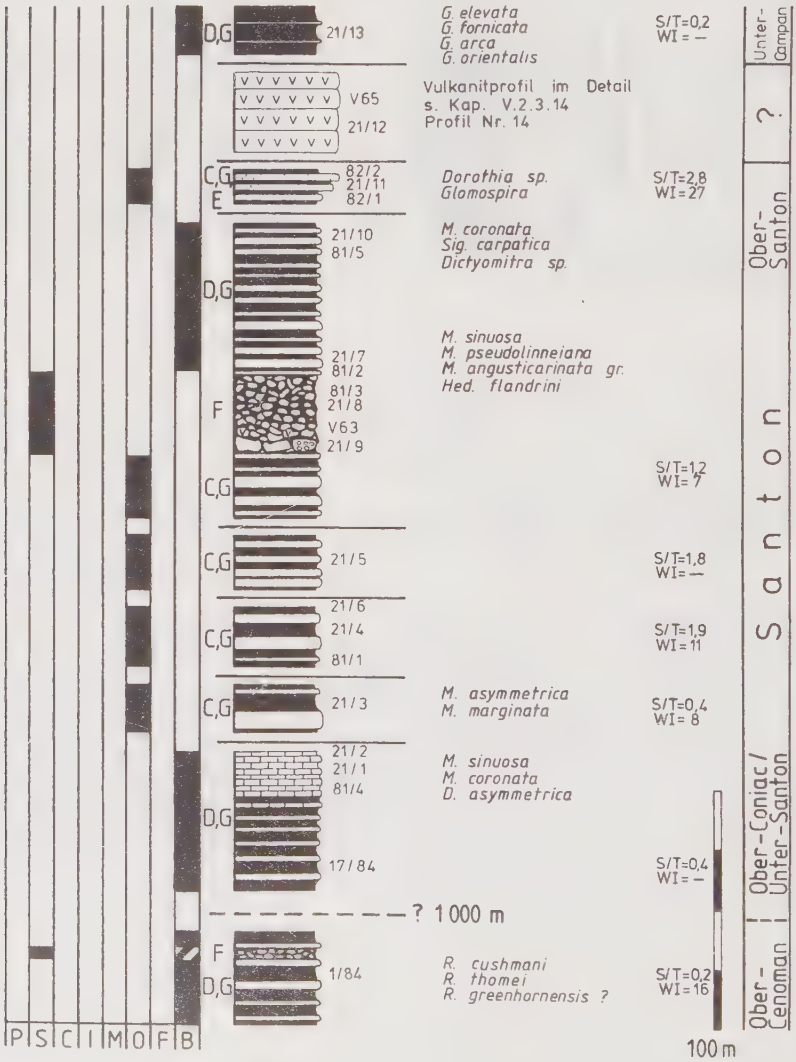


Abb. 11: Profil Nr. 3, Plencia - Sopelana

Lage: An der Küste zwischen Plencia/Gorliz und Sopelana und an einem neugebauten Sportplatz in der Nähe des Campingplatzes von Gorliz bei Plencia.

Mächtigkeit: sehr schwer abzuschätzen, da das Profil insgesamt sehr stark gestört ist, vermutlich sind nicht mehr als 500 m im Bereich der Oberkreide aufgeschlossen.

Aufschlußverhältnisse: An der Küste sehr gut, im Bereich des Sportplatzes zur Zeit der Profilaufnahme gut, da ein Hang an dieser Stelle frisch angeschnitten war.

Beschreibung:

Das Profil beginnt im Liegenden mit einer Folge von dünnbankigen Turbiditen, in die stellenweise Debris-Flows eingeschaltet sind (Faziestypen D, F, G). Die z.T. bis über 1 m dicken pelitischen Lagen bestehen aus dunklen kalkigen Tonsteinen, aus denen eine Obercenoman-Fauna gewonnen werden konnte. Diese Datierung stimmt mit AMIOT et al. (1982) überein. Strömungsmarken auf einigen Schichtunterseiten geben eine Transportrichtung aus etwa NE-Richtung an. Als Ablagerungsbereich kommt hier der Randbereich eines Beckens in der Nähe des Slope, jedoch nicht der direkte Einzugsbereich eines Deep-Sea-Fans in Frage.

Die Schichten des Obercenomans sind im Anschnitt am neugebauten Sportplatz in Gorliz und an der N-Seite der Bucht von Plencia (etwa 300 m Entfernung zwischen beiden) aufgeschlossen und liegen im gleichen stratigraphischen Niveau. Sie sind daher im Profil unterhalb der großen Aufschlußlücke zusammengefaßt worden.

Die Schichtfolge setzt sich nach einer in ihrer Mächtigkeit nicht bestimmbaren Aufschlußlücke an der Küste unterhalb von Barrika im Grenzbereich Oberconiac/Untersanton fort. Die pelitischen Zwischenlagen sind stark kalkig und gehen nach oben hin in eine Kalk-Mergel-Wechselfolge über. Gleichzeitig nimmt die maximale Dicke der sandigen turbiditischen Lagen (Faziestyp D) von 15 cm im unteren Teil auf 2 cm ab. Vermutlich ist die Kalk-Mergel-Wechselfolge überwiegend turbiditischen Ursprungs, jedoch sind die sedimentären Feinstrukturen durch nachfolgende Bioturbation meist vollständig verschwunden. Dieser Profilteil wird zum Hangenden hin durch eine Störungszone begrenzt, in deren Bereich auch Trias-Tonsteine und -Vulkanite an die Oberfläche gelangt sind.

Das Profil setzt sich im Santon fort mit weniger kalkigen Lagen der Faziestypen C und G, die im Outer-Fan Bereich eines Deep-

Sea-Fans anzusiedeln sind, der vermutlich aus NE' Richtung geschüttet wurde. Direkt über der Störung treten zwei besonders markante Bänke (Megabeds, 1,5 und 2 m mächtig) auf, die fast vollständig zum C-Horizont der Bouma-Sequenz gerechnet werden müssen (Taf. 3, Abb. 2 und 5). Lediglich auf der Schichtunterseite ist ein Ansatz von Gradierung zu erkennen.

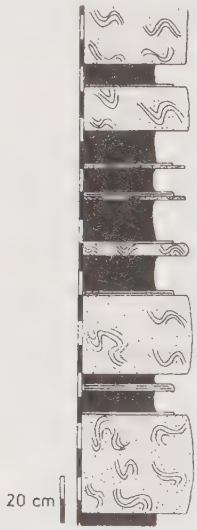


Abb. 12: Typische Abfolge vor turbiditischen Bänken (etwa bei Probe 21/4, s. Abb. 11)

Die normalen turbiditischen Lagen in diesem Abschnitt sind zwischen 10 und 70 cm dick und bestehen ebenfalls fast ausschließlich aus C-Horizonten (s. Abb. 12) mit intensivem Convolute Bedding. Daneben treten vereinzelt in 30 - 50 cm mächtigen Lagen Slumping-Strukturen auf, die ein relativ unruhiges Relief anzeigen.

Anhand der Megabeds läßt sich eine mehrfache Schichtwiederholung durch tektonischen Versatz im weiteren Verlauf des Profils nachweisen.

Stellenweise kommt es in einigen C-Horizonten zu Verkieselungen (Taf. 3, Abb. 3), die nach ELORZA et al. (1985) biogenen Ursprungs (Radiolarien, Schwammnadeln) sind. Sie müssen sich schon sehr frühzeitig gebildet haben, denn sie tauchen als zerbrochene, sehr scharfkantige Bruchstücke in einem sehr mächtigen Debris-Flow auf.

Dieser Debris-Flow ist etwa 30 m mächtig und liegt im überkippten Teil einer großen liegenden Falte (Taf. 3, Abb. 4). Er ist insgesamt leicht gradiert, d.h. an seiner Basis 'schwimmen' in einer mergeligen Matrix große Blöcke mit über 5 m Durchmesser, die zum Hangenden hin bis auf 20 - 30 cm Größe abnehmen. In den obersten 20 - 50 cm finden sich nur noch Bestandteile mit Größen bis maximal 10 cm. An Komponenten wurden in diesem Debris-Flow festgestellt: Vulkanite (Pillowbruchstücke, feinkörnige Basalte, feingeschichtete Tuffe; Alter: kretazisch), schwarzer Tonstein,

Tonsteine mit Korallenresten, Toneisenstein, Konglomerate (mit Urgonkalken, Toneisensteinen, Tonsteinen, Quarzen, Quarziten, Lyditen), turbiditische Sandsteine, Mergel.

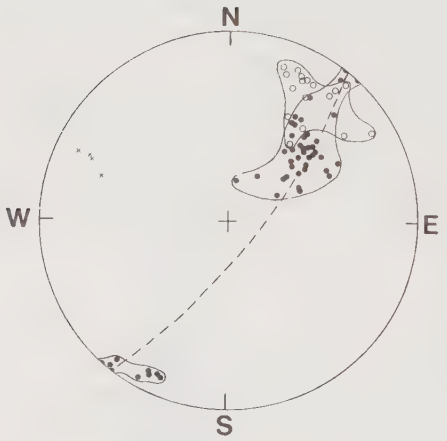
Im Obersanton nehmen die sandigen Lagen zu, bleiben jedoch relativ dünnbankig. Hinzu kommen hier einige Toneisensteinlagen, die sonst nur aus den älteren Flyschserien von Arminza (s. Profil Nr. 5, Kap. 2.4.5.) oder Deva bekannt sind (GOMEZ DE LLARENA, 1958; RAT, 1959). An einigen Bänken konnten Strömungsmarken in NE-SW-Richtung festgestellt werden.

An die Schichten des Obersanton grenzt mit einer Störungszone eine etwa 40 m mächtige Abfolge von Vulkaniten (vgl. Kap. 3.2. 3.14., Profil Nr. 14- Barrika). Sie gehört stratigraphisch in ein tieferes Niveau, da die jüngsten im Biscaya-Synklinorium sicher eingestuften Vulkanite etwa im Oberconiac/Untersanton auftreten (LAMOLDA et al., 1983a).

Über dieser Abfolge liegt eine ins Untercampan datierte Tonsteinserie mit sehr feinbankigen turbiditischen Lagen (Faziestypen C und D), die ein Environment in weiterer Entfernung von einem Deep-Sea-Fan anzeigen. Das Profil in Abb. 11 endet an dieser Stelle, da darüber nach einer Störung die roten Kalke des Paläozän folgen. Einige 100 m weiter im S, am Playa de Achibinibil (bei Sopelana) sind auch die Schichten des Maastricht aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um eine Kalk-Mergel-Wechselfolge, die wahrscheinlich ebenfalls turbiditischen Ursprungs ist und nachträglich bioturbat zerwühlt wurde, wie zahlreiche Spuren von Zoophycus erkennen lassen. Der Übergangsbereich Kreide/Tertiär wurde von LAMOLDA et al. (1983b) eingehend untersucht.

Das gesamte Profil ist intensiv gestört und verfaltet, besonders eindrucksvoll sind dabei relativ spitze Knickfalten mit Faltenamplituden von mehreren Metern (Taf. 3, Abb. 7). Der Knickfaltencharakter kommt in den Polpunktdiagrammen (Abb. 13a und 13b) der Schichtflächen dieses Profils durch die z.T. recht deutliche Gruppierung der Polpunkte um jeweils 2 Maxima zum Ausdruck.

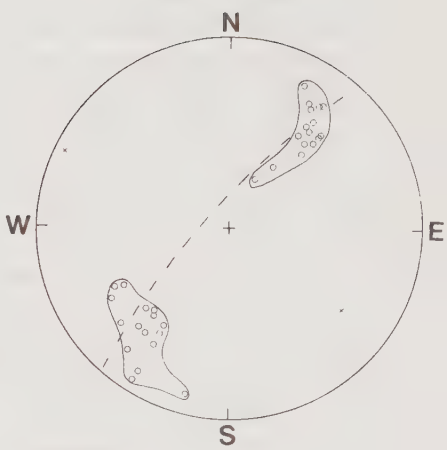
Abb. 13a zeigt die Polpunkte im normalliegenden Teil einer mehrere 100 m großen NE-vergent liegenden Falte. Die Spezialfaltung (Parasitärfaltung) ist hier als Knickfaltung ausgebildet, wobei eine Faltenschenkelgruppe bei normaler Lagerung ein durchschnitt-



64 Messungen :

60 Schichtflächen, normal : • , überkippt : ○
4 Faltenachsen : ×

Abb. 13a: Polpunktdiagramm im normal liegenden Teil der großen Falte (vgl. Taf. 3, Abb. 7)



34 Messungen :

32 Schichtflächen, überkippt : ○
2 Faltenachsen : ×

Abb. 13b: Polpunktdiagramm im überkippt liegenden Teil der großen Falte (vgl. Taf. 3, Abb.7)

liches Einfallen von etwa 45° SW zeigt, während die andere sehr steil steht und häufig überkippt ist. Darin zeigt sich auch im Spezialfaltenbau eine NE-Vergenz. Die Faltenachsen sind nur sehr schwach, tendenziell nach SE geneigt. Anders ist es im überkippten Teil der großen Falte (Abb. 13b), wo zwei deutlich getrennte Maxima eine etwa symmetrische Inklination von durchschnittlich 55° zeigen. Eine Vergenz des Faltenbaus ist hier nicht auszumachen, während die Faltenachsen undeutlich nach NW geneigt sind und sich spiegelbildlich zum normal liegenden Teil der großen Falte verhalten.

Der Entstehungsmechanismus von Knickfalten wurden von PATERSON & WEISS (1966) und DUBEY & COBBOLD (1977) experimentell untersucht. Ein Vergleich der Aufschlußbilder (Taf. 3, Abb. 7) mit ihren Ergebnissen läßt einen Einengungsbetrag von annähernd 50 % im Bereich dieser Falten möglich erscheinen. Knickfalten sind im gesamten, die Oberkreide umfassenden Profil zwischen Barrika und Sopelana in ähnlicher oder schwächerer Form ausgebildet. Um eine Vorstellung von der tatsächlichen Einengung des Biscaya-Synklinoriums im NW-Teil zu bekommen, müßten jedoch auch große Faltensysteme (vgl. Taf. 3, Abb. 4) wieder auseinandergezogen werden. Dies ist aufgrund der Komplexität der tektonischen Deformation im Rahmen dieser Arbeit quantitativ nicht möglich. Es muß mit einem Einengungsbetrag von sicherlich mehr als 50 % gerechnet werden.

CUEVAS et al. (1982) geben zwei Deformationsphasen an, die erste mit NE-, die zweite mit SSW-Vergenz. Während die erste ziemlich deutlich im Faltenbau belegt ist, macht sich die zweite nur in steil nach NNE einfallenden Störungen (Aufschiebungen nach SSW, s. Taf. 3, Abb. 8) bemerkbar.

2.4.4. Profil Nr. 4, Cabo Villano (Abb. 14)

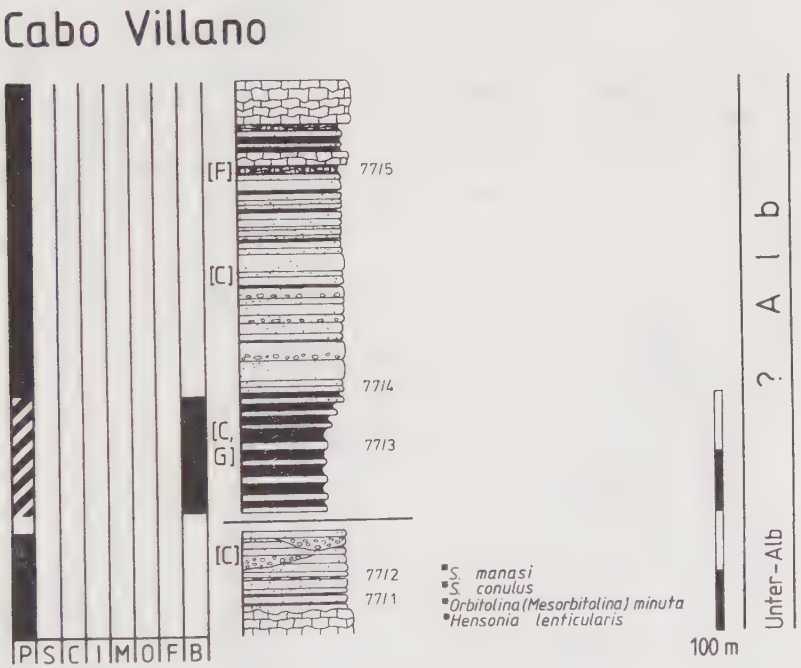


Abb. 14: Profil Nr. 4, Cabo Villano
(* = Angaben aus: GARCIA-MONDEJAR & PUJALTE, 1983)

Lage: An der Küste N' der Bucht von Plencia/Gorliz, unterhalb der Punta del Castillo.
Mächtigkeit: ca. 200 - 250 m.
Aufschlußverhältnisse: meist sehr gut.

Beschreibung:

Das Profil beginnt im Liegenden mit einen Urgonriffkalk, der von GARCIA-MONDEJAR & PUJALTE (1983) ins Unteralb datiert wird. Die stark reliefierte Oberfläche des Riffkörpers wird durch auflagernde flachmarine Sandsteine ausgeglichen. Darüber folgen Sandsteine, Tonsteine, stark kohlige Lagen und Konglomerate aus dem flachmarinen Bereich. Dieser Teil des Profils gehört zur Plattformfazies am NE-Rand des Biscaya-Synklinoriums.

Nach einer Störung folgt eine Wechsellagerung von Tonsteinen, turbiditischen Sandsteinen und Toneisenstein (Faziestypen G und D), die einem tieferen Ablagerungsbereich zuzuordnen sind. Nach oben hin setzen wieder flachmarine klastische Sedimente ein, die am Top des Profils wieder von einem Riffkalk abgelöst werden. Eigene Datierungsversuche blieben in diesem Profil erfolglos.

2.4.5. Profil Nr. 5, Arminza (Abb. 15)

Lage: In der Hafenbucht von Arminza und im W' anschließenden Küstenteil, ca. 4 km NE' von Plencia.
Mächtigkeit: ca. 400 m.
Aufschlußverhältnisse: meist sehr gut, nur bei Niedrigwasser vollständig begehbar.
Beschreibung:

In diesem Profil ist in hervorragender Weise ein Querschnitt durch ein Deep-Sea-Fan-System aufgeschlossen, das am NE-Rand des Biscaya-Synklinoriums liegt und sich zu Beginn der Becken-Absenkung von N nach S vorbaute.

Die Schichtfolge beginnt im Liegenden mit dunklen Tonsteinen, in die häufig bis 3 m mächtige linsenförmige Konglomeratkörper oder Debris-Flows sowie Slumping-Strukturen eingeschaltet sind (Faziestypen G und F). Dabei handelt es sich um Slope-Sedimente, die wahrscheinlich in der Nähe eines Channelsystems abgelagert wurden. Die konglomeratischen Rinnenfüllungen stellen dabei die Anteile dar, die über die Levees (= Seitenwälle eines Channels) hinausgelangten und in kleinen separaten Rinnen seitlich des Channels weitertransportiert wurden. Als Komponenten wurden in

Arminza

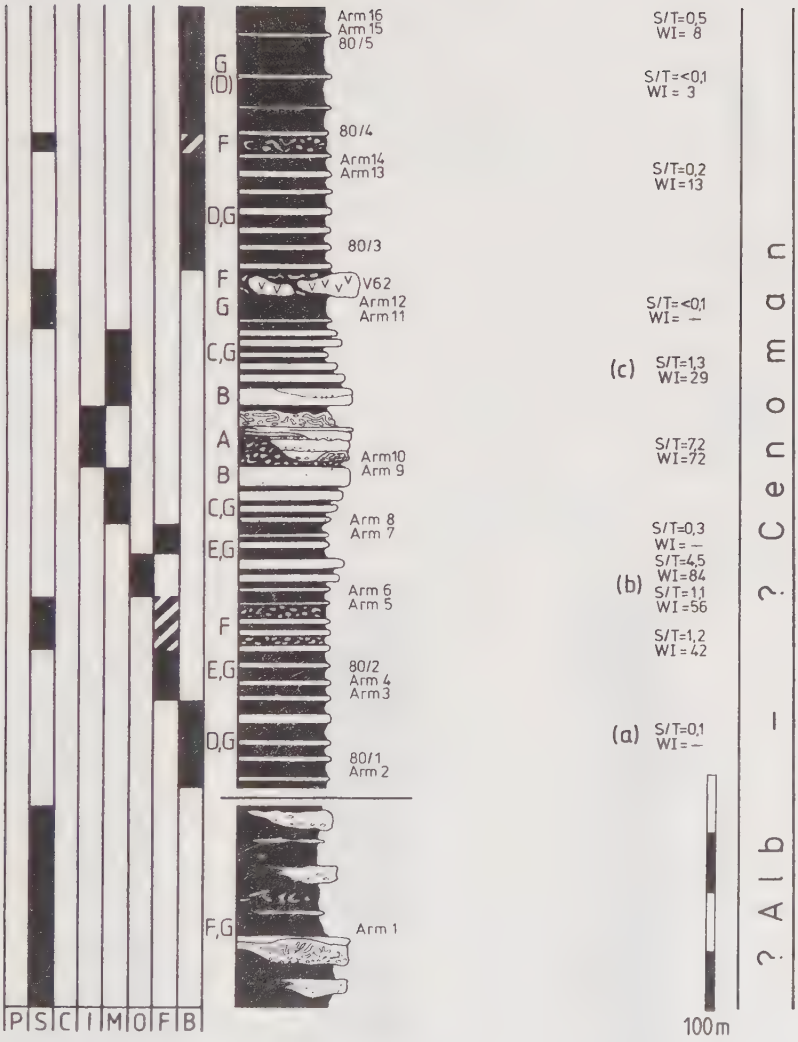


Abb. 15: Profil Nr. 5, Arminza

den konglomeratischen Schüttungen gut gerundete und sortierte Quarze und Quarzite neben schlecht gerundeten Toneisensteinen, Sandsteinen und Tonsteinen gefunden. Als Erklärung dafür bietet sich ein Liefergebiet an, in dem ältere klastische Sedimente

(z.B. Konglomerate des Wealden oder der Permotrias) wieder aufgearbeitet und beim Transport mit jüngeren vermischt wurden. Die Annahme, daß es sich um primär erodiertes paläozoisches Material handelt, ist wegen des Nebeneinanders von guter und schlechter Rundung bzw. Sortierung eher unwahrscheinlich.

BADILLO et al. (1983) beginnen ihr Profil im Liegenden mit detritischen Plattformsedimenten, denen die nach ihren Angaben etwa 200 m mächtige Folge von Slope-Sedimenten diskordant aufliegt. Diese Plattformsedimente stellten demnach eine Zeitlang ein Sedimentliefergebiet für das sich öffnende Biscaya-Becken dar.

Die Slope-Serie wird zum Hangenden hin durch eine Störung gegen die folgenden Basin-Plain-Sedimente der Faziestypen D und G begrenzt. Nach oben hin werden turbiditische Lagen dann immer häufiger (Faziestyp E) und mächtiger, bis hin zu dicken Sandsteinbänken, zwischen denen nur noch vereinzelt Tonsteinlagen zu finden sind (Faziestypen A, B, C). Es ergibt sich ein Wandel des Environments von Basin-Plain über Fan-Fringe, Outer-Fan und Middle-Fan bis zum Inner-Fan, der den proximalsten Bereich in

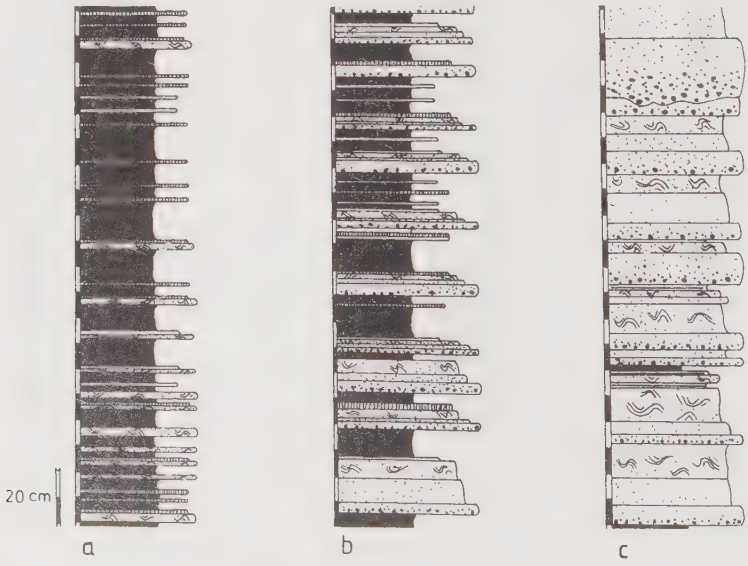


Abb. 16: Typische Turbidit-Abfolgen im Profil Nr. 5, Arminza; a: Basin Plain; b: Fan-Fringe; c: Middle-Fan. (Die Lage dieser Detailprofile ist in Abb. 15 durch die Buchstaben a, b und c gekennzeichnet)

diesem Profil repräsentiert. In Abb. 16 sind einige typische Bilder von Turbidit-Abfolgen jeweils im Basin-Plain, Fan-Fringe und Middle-Fan Bereich dargestellt.

Danach geht die Entwicklung wieder zurück, bis im Hangenden erneut die Faziestypen D und G eines Basin-Plain-Environments vorherrschen. Bemerkenswert sind im Übergangsbereich Slope-Sedimente mit vulkanischen Olistolithen (nach der geochemischen Analyse als Kreide-Vulkanite einzustufen; vgl. Kap. 4.3., Probe Nr. V62/ Analysen-Nr. 62, Tab. A1) in einem ca. 10 m mächtigen Slump.

Im gesamten Profil, ausgenommen der obersten 50 m sind sehr häufig rotgefärbte Toneisensteinlagen von etwa 2 - 5 cm Dicke anzutreffen. Diese Lagen sind für den "Flysch Noir de Deva" (FEUILLEE, 1967) typisch und sind nach REITNER (1984) frühdiagenetische Bildungen. Er ordnet diese Lagen dem Bouma-E-Horizont zu, jedoch gehören sie sicherlich zum D-Horizont, da sie in der Regel nur als direkte Auflage auf sandigen turbiditischen Lagen (C-Horizont) vorkommen und in diesen Lagen z.T. kalkige Fossilien erhalten geblieben sind (REITNER, 1984), die sich im kalkfreien tonigen E-Horizont nicht finden. Dünnschliffe von Toneisensteinlagen ergaben außerdem eine Feinschichtung im mm-Bereich und unterstützen damit eine Einstufung als D-Horizont.

Die genaue Datierung des Profils ist bisher nicht möglich, da bestimmbare Faunen nicht nachgewiesen werden konnten. Aus lithologischen Vergleichen mit gleichartigen Sedimenten (Deva, Saturraran, Motrico u.a.) kann eine Zeitspanne von Oberalb bis Untercenoman angenommen werden (vgl. BADILLO et al., 1983).

In der Entwicklung des Profils von Arminza spiegelt sich die beginnende Öffnung und die anschließende Vertiefung des Biscaya-Beckens wider. Zunächst bildet sich ein Deep-Sea-Fan, der sich in das noch schmale Becken hinein vorbaut (progradierendes System). Die Sedimentation kann jedoch bald nicht mehr mit der immer stärker werdenden Subsidenz im Cenoman (WIEDMANN et al., 1983) Schritt halten, so daß das Deep-Sea-Fan-System zurückgedrängt wird und distalere Bildungen die Oberhand gewinnen (retrogradierendes System im oberen Teil des Profils). Darüber hinaus wirkt sich auch der eustatische Meeresspiegelanstieg im Alb und Untercenoman (VAIL et al., 1977) aus.

2.4.6. Profil Nr. 6, Baquio - San Lorenzo (Abb. 17)

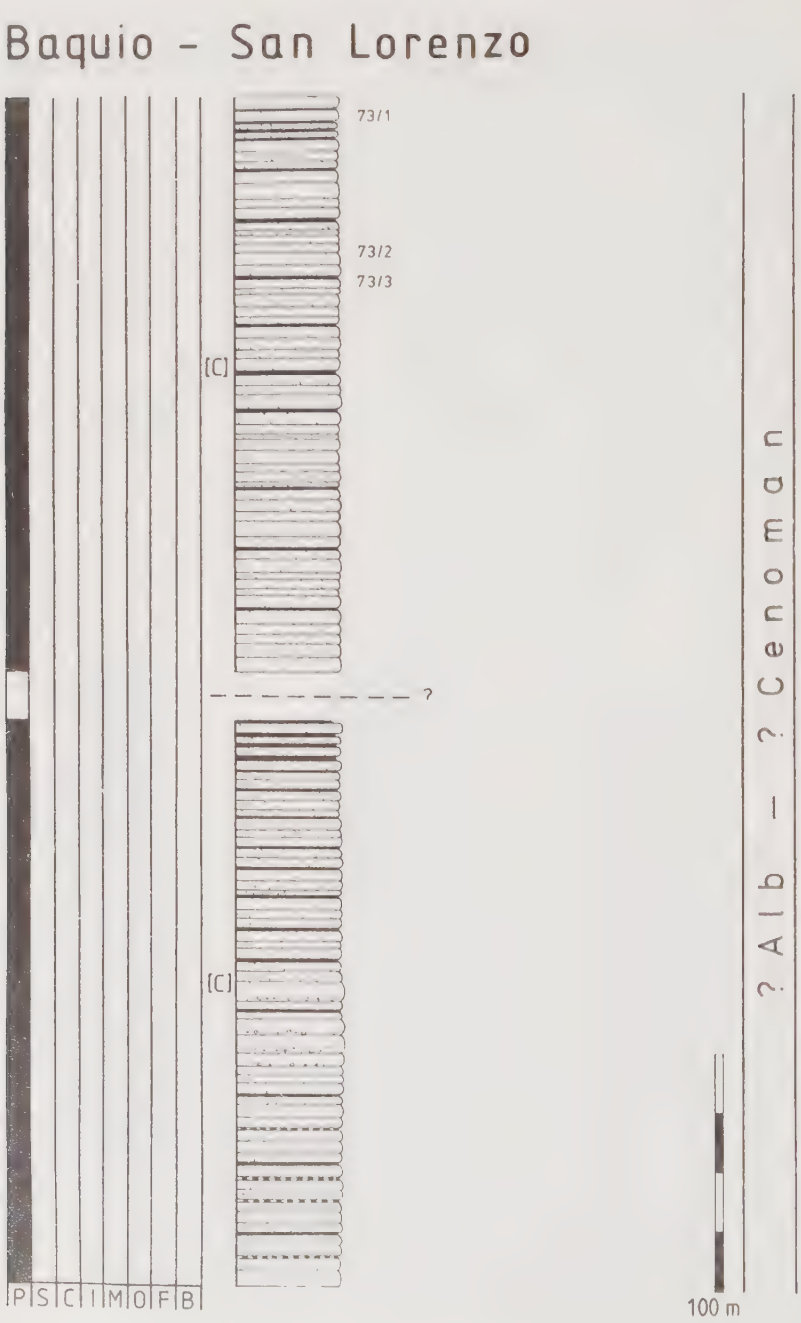


Abb. 17: Profil Nr. 6, Baquio - San Lorenzo

Lage: An einer neugebauten Verbindungsstraße zwischen Baquio und Gatika über San Lorenzo, abzweigend von der Küstenstraße zwischen Baquio und Plencia.

Mächtigkeit: ca. 400 - 500 m, mit einer Aufschlußlücke von unbestimmter Mächtigkeit.

Aufschlußverhältnisse: Frische Straßenanschnitte im Zuge des Straßenneubaus, zur Zeit der Profilaufnahme gut.

Beschreibung:

Dieses Profil zeigt, wie auch das folgende Profil Nr. 7, Arminza - Baquio, durchweg eine Plattformfazies, die sich aus flachmarinen Prodelta-Sedimenten zusammensetzt. Dies sind vor allem grobkörnige Sandsteine, Konglomerate, Sand- und Siltsteine mit Pflanzenhäcksel und Glimmerschuppen auf den Schichtflächen sowie sandige Tonsteine und einige stark konlige Lagen, die ein zeitweiliges Auftauchen der Plattform anzeigen. Das Faziesmodell (Tab. 1) ist auf diese Gesteine nicht oder nur sehr beschränkt anwendbar.

Eine mikropaläontologische Datierung dieser Schichten ist nicht möglich. Die Sedimente gehören zu einem Deltasystem, das von N her in das Biscaya-Becken geschüttet wurde und vom "Biscaya-Hoch" (VOORT, 1964; ENGESER, 1985; REITNER, 1984; vgl. Kap. 7.5.) sein Material bezog.

Die Einstufung ins Alb - Cenoman erfolgt nach regionalen lithologischen Vergleichen und nach der geologischen Karte dieses Gebietes (Mapa geológico de España, 1 : 50.000, Bermeo; [illegible] et al., 1975).

2.4.7. Profil Nr. 7, Arminza - Baquio (Abb. 18)

Lage: An der Küstenstraße zwischen Plencia und Baquio, nach der Abzweigung zur neugebauten Verbindungsstraße nach San Lorenzo.

Mächtigkeit: insgesamt ca. 250 - 300 m, zusammengesetzt aus mehreren Profilen, die z.T. im gleichen stratigraphischen Niveau liegen.

Aufschlußverhältnisse: teilweise gut, teilweise schon stark von Pflanzen überwuchert und verwittert.

Beschreibung: (s. Kap. 2.4.6.)

Das Profil schließt sich im Hangenden des Profils Nr. 6, Baquio - San Lorenzo an und enthält ebenso ausschließlich Plattformsedimente.

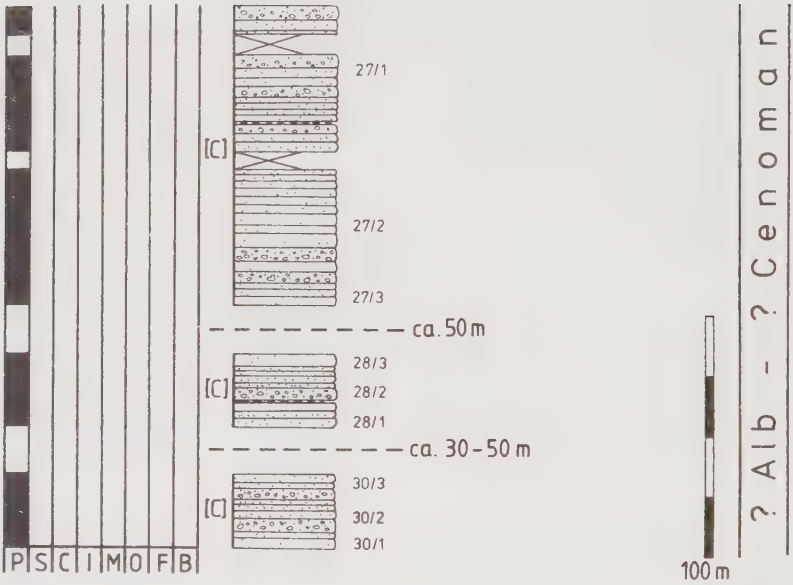


Abb. 18: Profil Nr. 7, Arminza - Baquio

2.4.8. Profil Nr. 8, Ermita San Pelayo (Abb. 19)

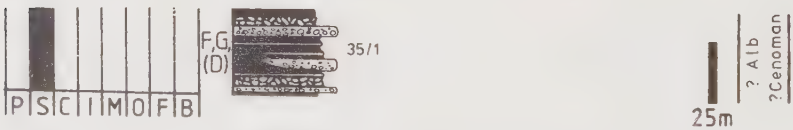


Abb. 19: Profil Nr. 8, Ermita San Pelayo

Lage: An der Küstenstraße von Baquio nach Bermeo, ca. 200 m vor der Abzweigung zur Ermita San Pelayo.

Mächtigkeit: ca. 30 m.

Aufschlußverhältnisse: im Aufschluß gut, jedoch nur geringe Mächtigkeit, da die umgebenden Schichten stark von Pflanzen überwuchert sind.

Beschreibung:

Beschreibung:

In diesem relativ geringmächtigen Profil ist eine Abfolge von Slope-Sedimenten mit Debris-Flows, fein- bis grobkörnigen Sandsteinen, z.T. Konglomeraten und sandigen Tonsteinen aufgeschlossen. Sie sind wahrscheinlich im oberen Slope-Bereich in der Nähe der Plattformsedimente anzusiedeln, wo die sandigen Lagen, insbesondere stark sandige Tonsteine überwiegen. Ein Datierungsversuch hatte keinen Erfolg. Nach lithologischen Vergleichen gehören diese Schichten vermutlich in den Zeitraum Alb - Cenoman.

Diese Slope-Sedimente liegen am NW-Rand des Delta/Prodelta-Systems zwischen Baquio und San Lorenzo und stellen die Randfazies des Biscaya-Beckens in direkter Nachbarschaft zum Deep-Sea-Fan von Arminza dar (vgl. Abb. 45, Kap. 2.4.24.).

2.4.9. Profil Nr. 9, Gatika (Abb. 20)

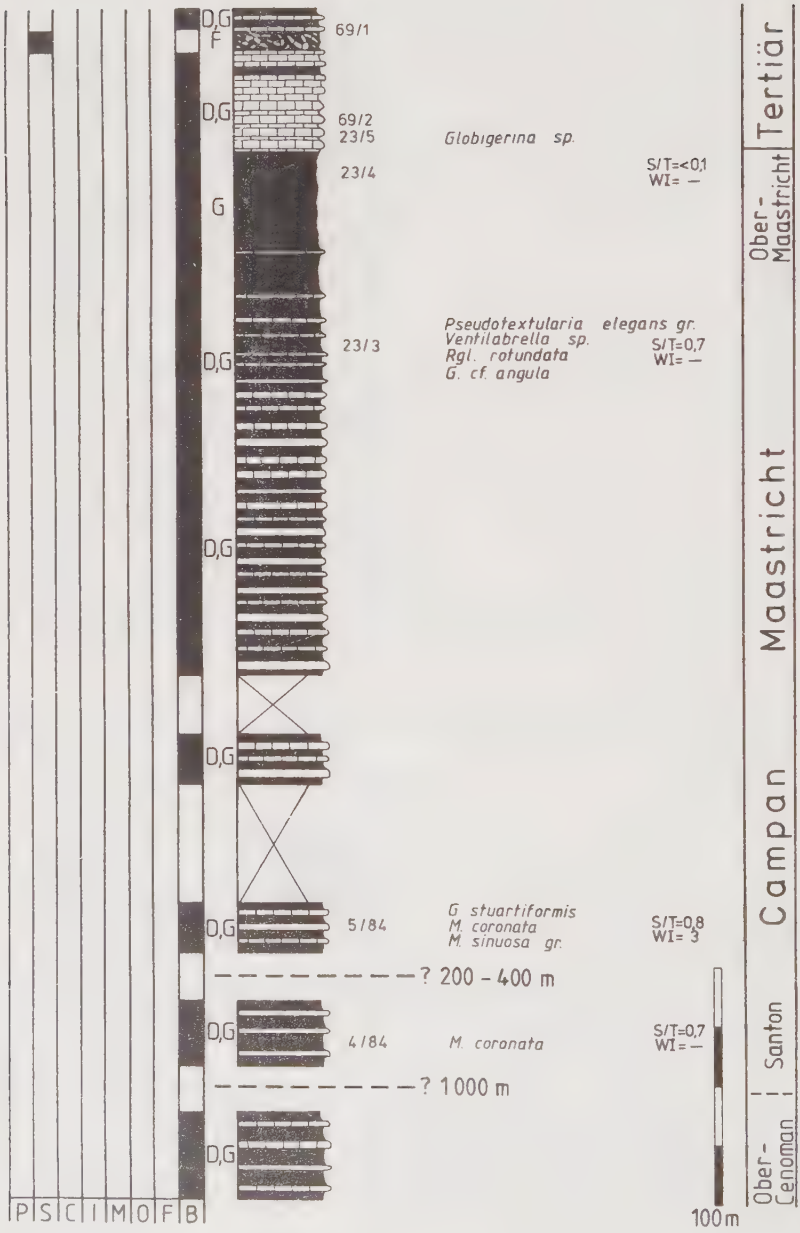
Lage: An der Straße zwischen Gatika und Lujua.
Mächtigkeit: schwer zu bestimmen, aufgeschlossen sind etwa 400 - 500 m in lückenhafter Folge, jedoch ist die Mächtigkeit der Aufschlußlücken zwischen den einzelnen Profilteilen z.T. nicht abzuschätzen.
Aufschlußverhältnisse: größtenteils ältere, z.T. verwitterte Straßenanschnitte.
Beschreibung:

Das Profil beginnt im Liegenden mit Basin-Plain Turbiditen des Mittel- und Obercenoman, die neben sandigen auch feinkörnige kalkige Turbidite enthalten. Auch die E-Horizonte sind durchweg kalkig und enthalten eine datierfähige Fauna.

Das Basin-Plain Environment bleibt während der gesamten Oberkreide bestehen, lediglich die Anzahl und Art der turbiditischen Einschaltungen variiert.

Nach einer großen Aufschlußlücke über den Cenoman-Schichten folgen ausschließlich sandige Turbidite im Santon. Im Campan und Maastricht schalten sich dann wieder Kalkturbidite ein, die zusammen mit den sandigen Lagen nach oben hin dünner werden und im Obermaastricht ganz verschwinden.

Gatika, Teil 1



(Fortsetzung s. nächste Seite)

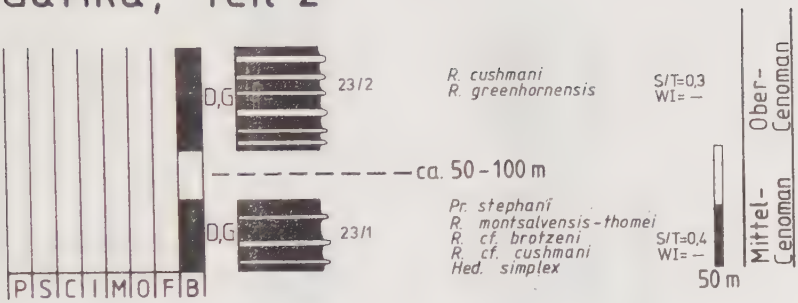


Abb. 20: Profil Nr. 9, Gatika

Die Kreide/Tertiär-Grenze markiert sich wieder durch die roten Paläozän-Kalke, die sich deutlich gegen die gelblichgrauen Mergel des Obermaastricht absetzen. Im Tertiär zeigen zunehmend proximalere Sedimente das allmähliche Zuschütten der Becken an und dokumentieren so die Kollision zwischen iberischer und europäischer Platte, in deren Verlauf auch das Basko-Kantabrische Becken herausgehoben wurde.

2.4.10. Profil Nr. 10, Munguia - Bilbao (Abb. 21)

Lage: An der Straße von Munguia nach Bilbao (C 6313), zwischen km 11,8 und 11,0.

Mächtigkeit: ca. 300 - 350 m.

Aufschlußverhältnisse: älterer Straßenanschnitt, z.T. bereits von Pflanzen überwuchert, meist noch gut einsehbar.

Beschreibung:

Das Profil befindet sich stratigraphisch in den Schichten des Maastricht und an der Kreide/Tertiär-Grenze. Im Liegenden herrschen dünnbankige sandige und kalkige Turbidite (Faziestypen D und G) eines Basin-Plain Environments vor (Abb. 22b). Nach oben hin nimmt der Anteil an Kalkturbiditen zu, einzelne Bänke können bis über 60 cm dick werden (Abb. 22a).

Ein Deep-Sea-Fan mit kalkigem Liefergebiet, von dem hier der Outer-Fan-Bereich vorliegt, progradierte etwa im Mittelmaastricht in das Biscaya-Becken; über die Transportrichtung ist jedoch

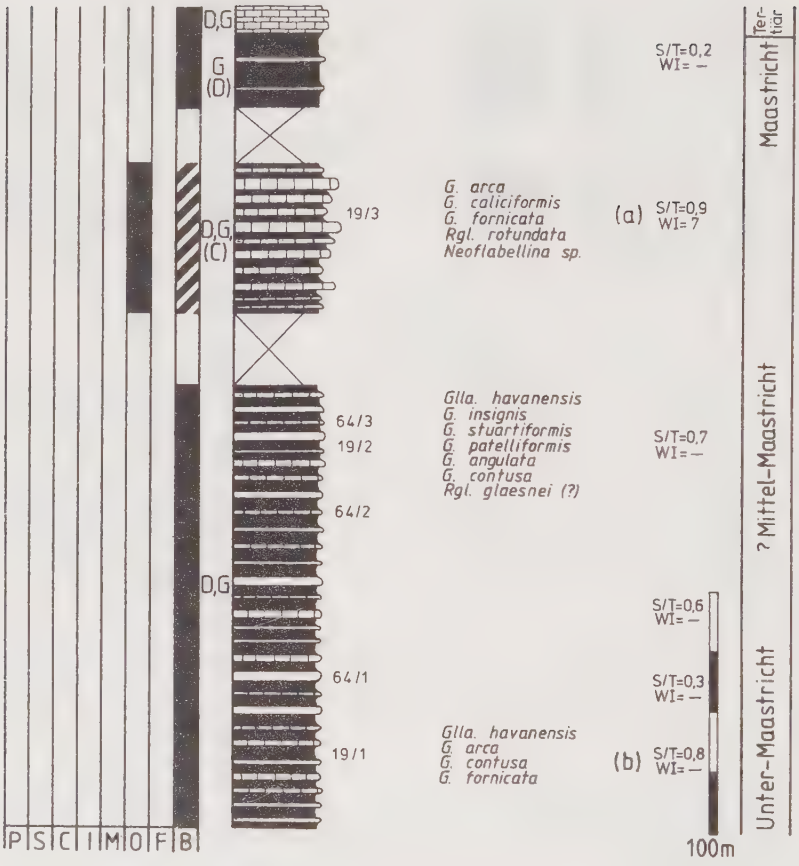


Abb. 21: Profil Nr. 10, Munguia - Bilbao

nichts bekannt. Möglicherweise besteht hier eine Verbindung zu dem Aufstieg des im E gelegenen Diapirs von Baquio, der als Liefergebiet für das kalkige Material in Frage kommt.

Im oberen Maastricht setzen sich wieder Basin-Plain Turbidite durch, die im Tertiär von den roten Paläozän-Kalken abgelöst werden.

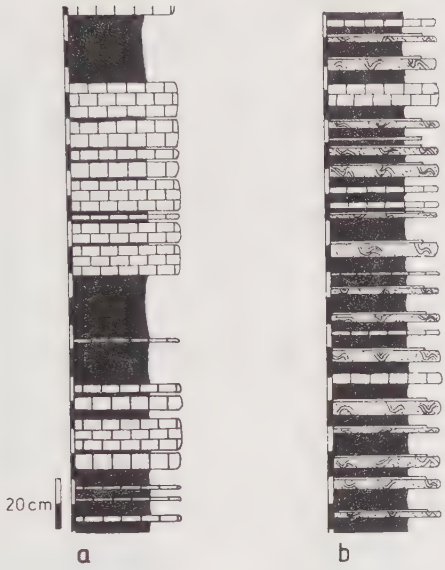


Abb. 22: Typische Turbidit-Abfolgen im Profil Nr. 10, Munguia - Bilbao; a: Outer-Fan; b: Basin-Plain.
(Die Lage dieser Detailprofile ist in Abb. 21 durch die Buchstaben a und b gekennzeichnet)

2.4.11. Profil Nr. 11, Guernica (Abb. 23)

Lage: An der Straße von Guernica nach Amorebieta (C 6315), Beginn etwa 1 km nach dem Ortsausgang von Guernica, bis zur Abzweigung nach Urruchua.

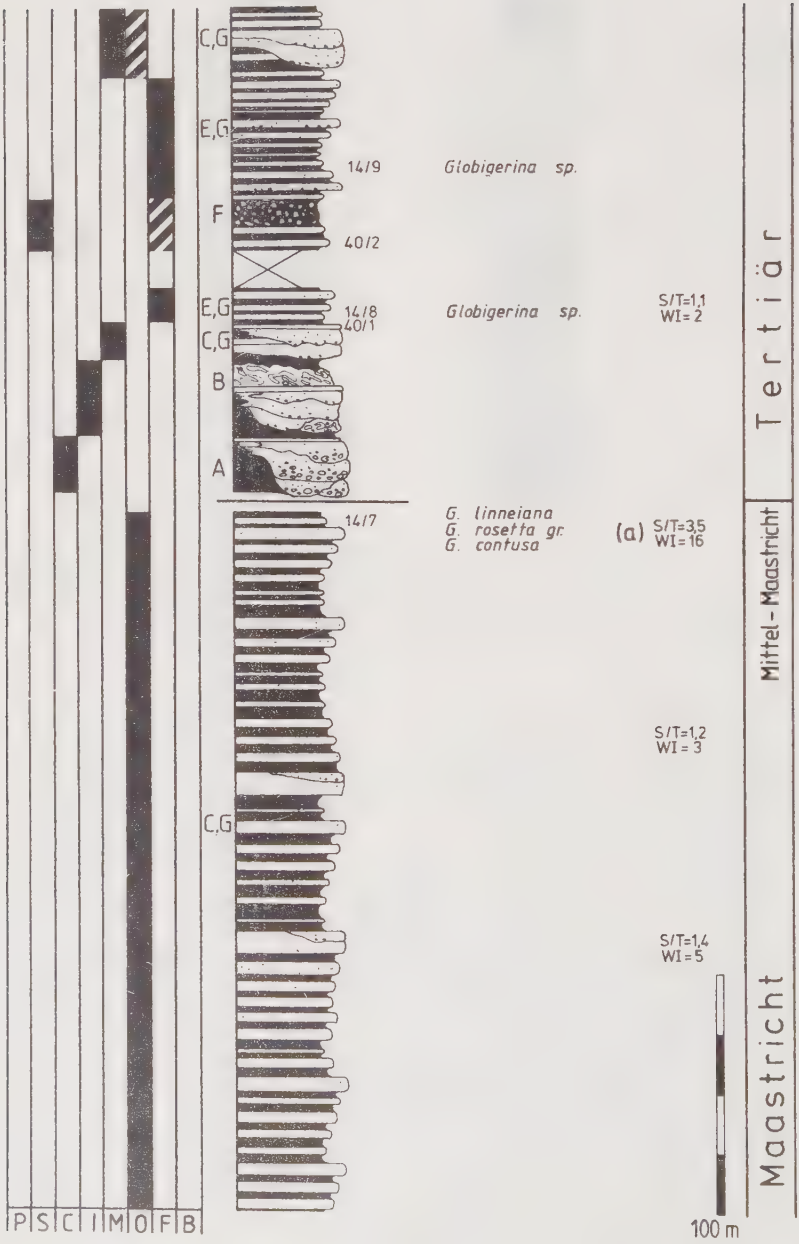
Mächtigkeit: Von einer wahrscheinlich über 3000 m mächtigen Schichtfolge (Coniac - Obermaastricht) sind insgesamt etwa 1000 m in lückenhafter Folge aufgeschlossen.

Aufschlußverhältnisse: ältere Straßenanschnitte, z.T. stark verwittert und von Pflanzen überwuchert, z.T. gut einsehbar.

Beschreibung:

Das Profil beginnt im Grenzbereich Coniac/Santon mit Basin-Plain Turbiditen (Faziestypen G und D, D nach oben hin zunahmend). Etwa im Mittelcampan gelangt es in den Einzugsbereich eines in das Biscaya-Becken progradierenden Deep-Sea-Fans, der sich durch einen Fazieswechsel von Typ D nach C bemerkbar macht (Abb. 24c). Ähnliche fazielle Veränderungen finden sich auch in den W' an-

Guernica, Teil 1



(Fortsetzung s. nächste Seite)

Guernica, Teil 2

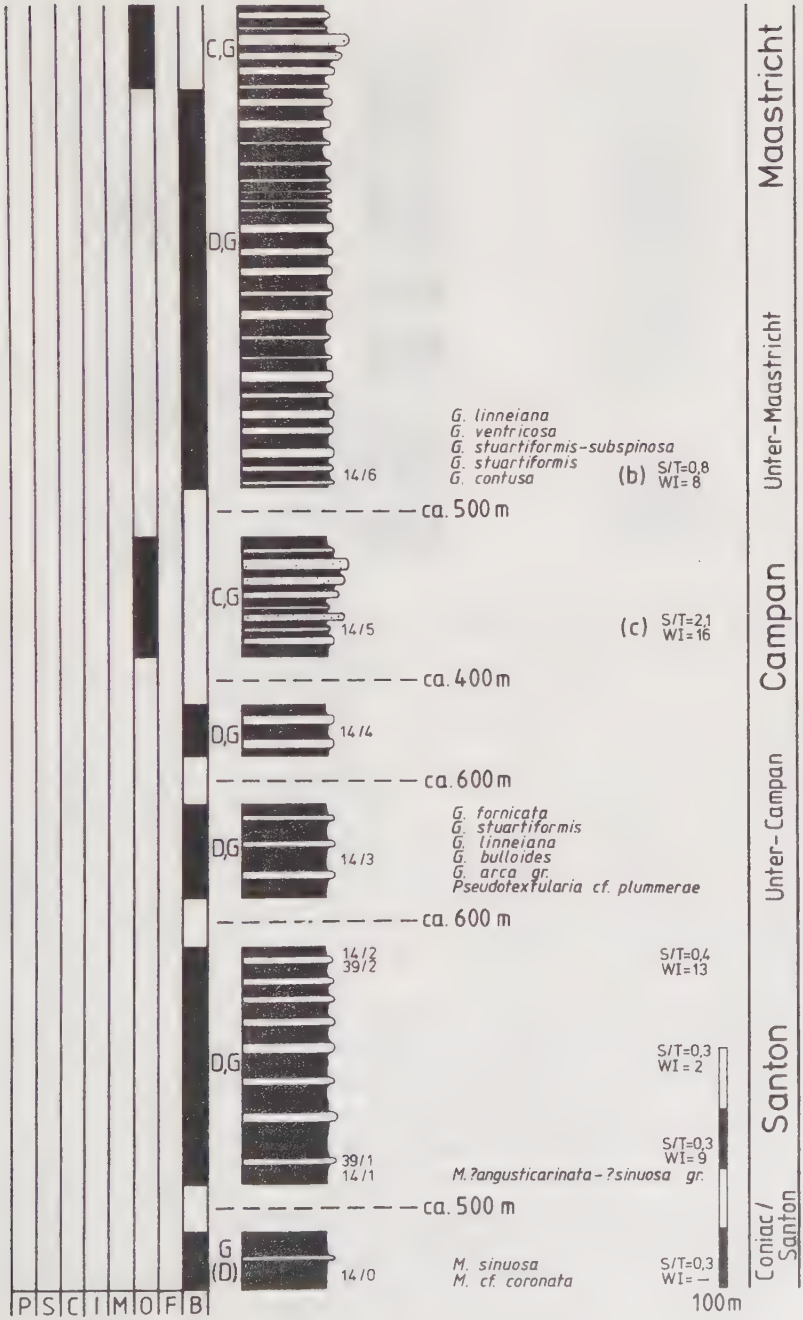


Abb. 23: Profil Nr. 11, Guernica

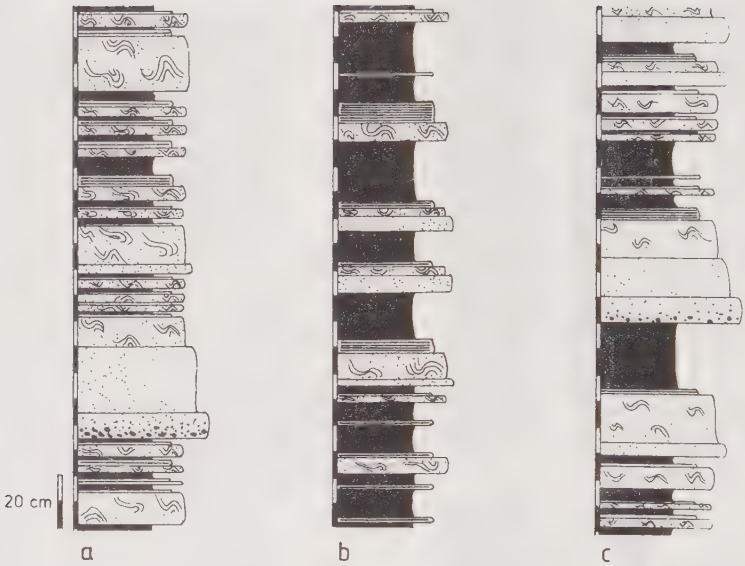


Abb. 24: Typische Turbidit-Abfolgen im Profil Nr. 11, Guernica; a: Outer-Fan; b: Basin-Plain; c: Outer-Fan. (Die Lage dieser Detailprofile ist in Abb. 23 durch die Buchstaben a, b und c gekennzeichnet)

schließenden Profilen Nr. 13, Urruchua und Nr. 15, Marquina (s. Kap. 2.4.13. und 2.4.15.). Im Untermaastricht herrschen wieder Basin-Plain Turbidite vor (Abb. 24b), die zum Mittelmaastricht hin erneut in den Einzugsbereich eines progradierenden Deep-Sea-Fans (Faziestyp c; Abb. 24a) gelangen. Dieses Fan-System ist von dem gleichaltrigen im Profil Nr. 10, Munguia - Bilbao (s. Kap. 2.4.10.) unabhängig, da es sich hier um sandige und nicht um kalkige Turbidite handelt.

Der Übergangsbereich vom Maastricht zum Tertiär liegt innerhalb einer kleinen Aufschlußlücke (nicht eingezeichnet) und ist nicht direkt faßbar (Die Größe der Aufschlußlücke beträgt nur wenige Meter). Die kretazischen Schichten grenzen diskordant an die tertiären, da über den Sedimenten des Mittelmaastricht direkt die des Tertiär folgen. Außerdem fehlen hier die sonst im gesamten Basko-Kantabrischen Becken an der Kreide-Tertiär-Grenze vorkommenden roten Paläozän-Kalke (vgl. Profile Nr. 9, Gatika, Nr. 13, Urruchua und Nr. 15, Marquina, Kap. 2.4.9., 2.4.13., 2.4.15.).

Im Tertiär entsteht hier ein Channelsystem, das sich im Laufe der Zeit verlagert und so eine retrogradierende Faziesanordnung entstehen läßt (Faziestypen oberhalb der Kreide-Tertiär-Grenze: von A und B nach C, E, F und G wechselnd). Dieses Channelsystem hat sich in die tertiären Kalke und die Schichten des Obermaastricht eingegraben, so daß sie heute an dieser Stelle fehlen.

2.4.12. Profil Nr. 12, Amorebieta (Abb. 25)

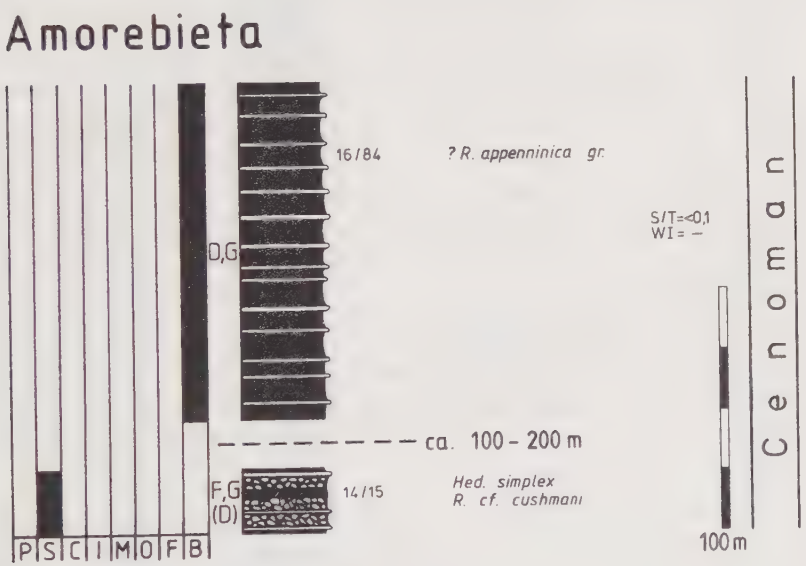


Abb. 25: Profil Nr. 12, Amorebieta

Lage: An der Straße von Amorebieta nach Guernica (C 6315) am Ortsausgang von Amorebeita, ca. 150 m vor und 500 m nach der Autobahnbrücke.

Mächtigkeit: insgesamt ca. 150 m aufgeschlossen, der liegende Teil ist aus Darstellungsgründen zu mächtig gezeichnet, die Profilmächtigkeit beträgt nur etwa 5 - 6 m.

Aufschlußverhältnisse: Älterer Straßenanschnitt (oberer Teil), gut einsehbar, und frische Baugrube (unterer Teil).

Beschreibung:

Im unteren Teil des Profils finden sich bis 0,5 m mächtige, relativ feinkörnige Debris-Flows (Komponenten: Kalkmergel, Ton-

steine, wenig Quarz als Sand oder Feinkonglomerat) zusammen mit sandigen und kalkigen Turbiditen und dunklen kalkigen Tonsteinen (Faziestypen F, D, G). die relativ feinkörnigen und geringmächtigen Debris-Flows deuten auf eine Ablagerung am Fuß des Slope, im Übergangsbereich zum Basin-Plain, wo die Transportenergie durch das Abflachen des Hanges nachläßt.

Der obere Teil des Profils zeigt die typischen Merkmale des Basin-Plain Environments mit dünnen turbiditischen Lagen und mächtigen Tonstein-Horizonten.

2.4.13. Profil Nr. 13, Urruchua (Abb. 26)

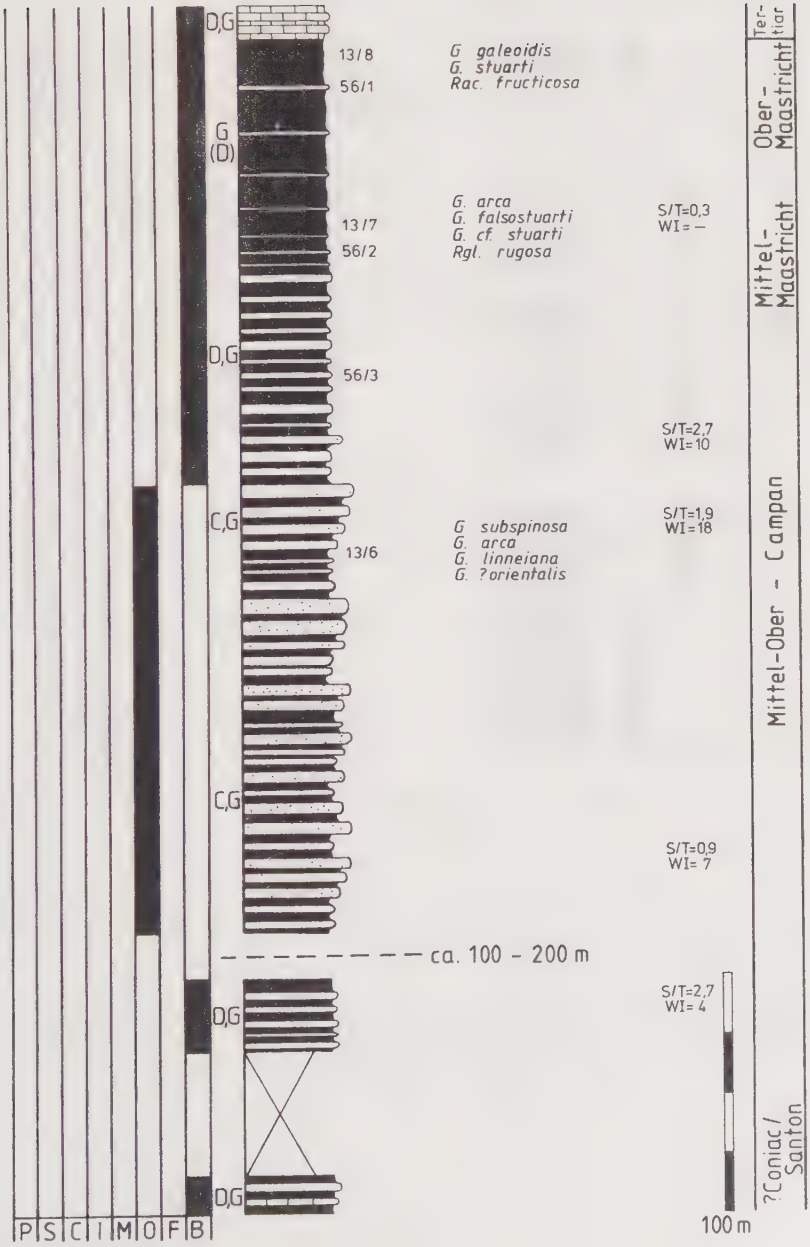
Lage: An der Straße von Guernica nach Urruchua über Mendata, Abzweigung der Straße von Guernica nach Marquina.
Mächtigkeit: insgesamt sind etwa 800 m aufgeschlossen.
Aufschlußverhältnisse: Ältere Straßenanschnitte, die z.T. schon ziemlich stark von Pflanzen überwuchert und verwittert sind.
Beschreibung:

Das Profil beginnt im Liegenden mit Basin-Plain Turbiditen (Faziestypen F, D, G), die kurz darauf, noch im Cenoman, durch einen progradierenden Deep-Sea-Fan (Faziestypen C, G) abgelöst werden. Darüber befindet sich eine Aufschlußlücke, deren Mächtigkeit nur geschätzt werden kann.

Die darüber folgenden turbiditischen Sedimente, unsicher ins Coniac bis Santon datiert, gehören ebenfalls größtenteils dem Outer-Fan Bereich an (Faziestypen C, F, G) und gehen dann nach oben hin in Basin-Plain Turbidite über. Im Campan herrschen erneut Turbidite des Faziestyps C eines Outer-Fan Environments vor. Im Maastricht gehen sie wieder in Basin-Plain Turbidite über. Die Kreide-Tertiär-Grenze wird auch hier durch die roten Paläozän-Kalke angezeigt.

Dieses Profil liegt nur etwa 4 km im E des Profils Nr. 11, Guernica, mit dem es sich anhand der mikropaläontologischen Datierungen z.T. korrelieren läßt. Die Schichten des Maastricht gehören im Profil Guernica zum Outer-Fan Environment, in diesem Profil sind es Basin-Plain Sedimente. Daraus im Mittelmaastricht ein Deep-Sea-Fan-System im W von Urruchua zu konstruieren, ist sehr unsicher, da keine Transportrichtungen von W nach E in

Urruchua, Teil 1



(Fortsetzung siehe nächste Seite)

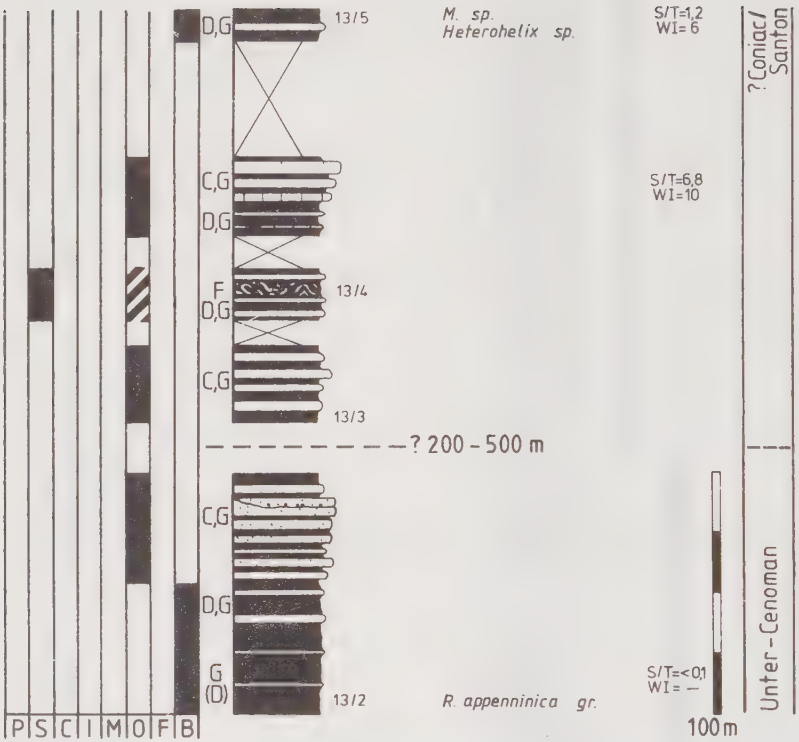


Abb. 26: Profil Nr. 13, Urruchua

diesen Profilen anhand von Strömungsmarken nachgewiesen werden konnten. Eine solche wird zwar von BÖSS (1983) im Raum Guernica beschrieben, jedoch konnten seine Messungen an den angegebenen Stellen nicht nachvollzogen werden.

Für das Campan wird hier eine Transportrichtung von E nach W und ein Deep-Sea-Fan-System im E angenommen, wie später noch erläutert wird (Kap. 2.4.15. und 2.5.).

2.4.14. Profil Nr. 14, Berriz - Marquina (Abb. 27)

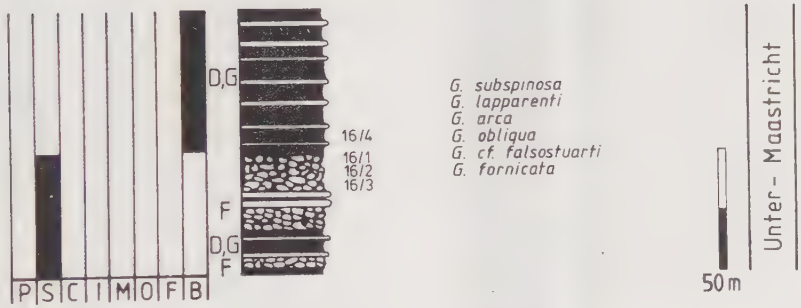


Abb. 27: Profil Nr. 14, Berriz - Marquina

Lage: An der Straße von Durango nach Marquina, ca. 1 km nach dem Ortsausgang von Berriz.

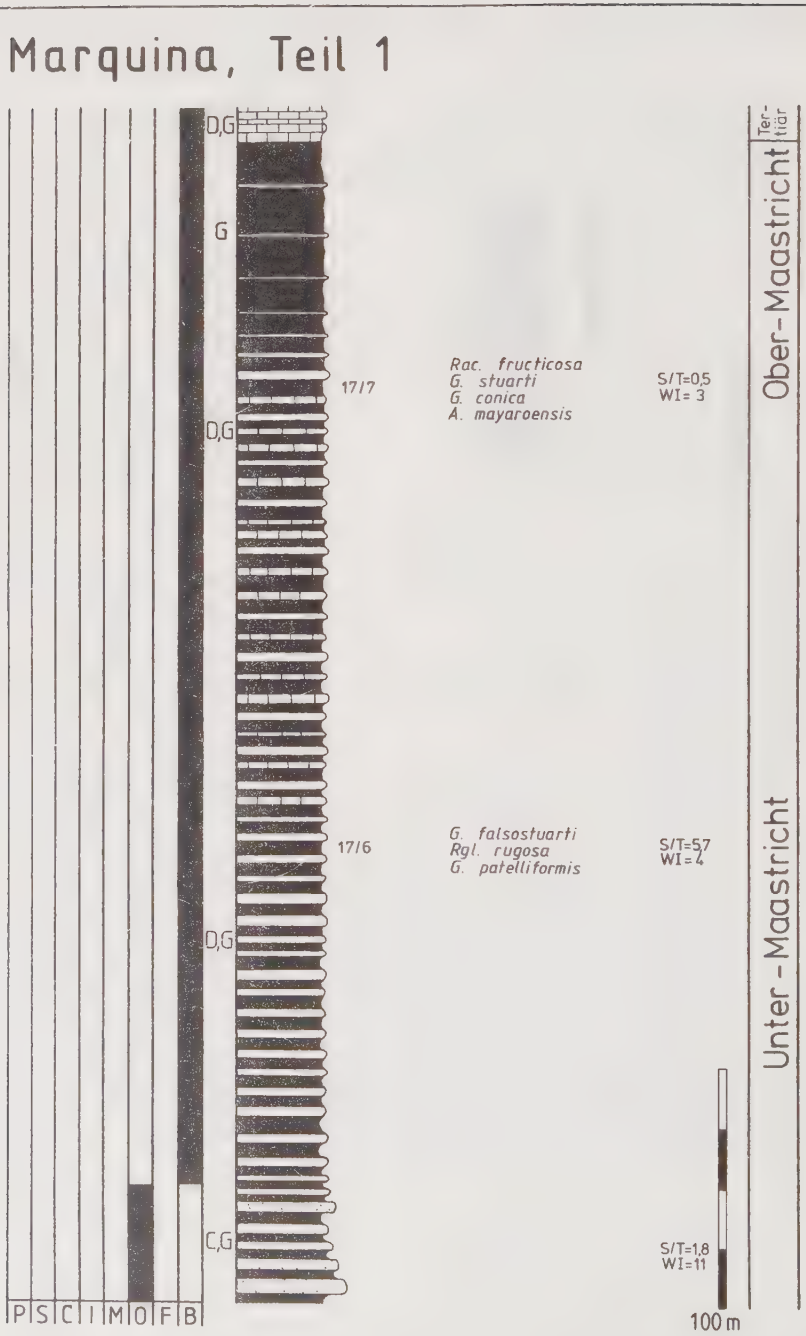
Mächtigkeit: ca. 100 m.

Aufschlußverhältnisse: Älterer Straßenanschnitt, z.T. von Pflanzen überwuchert und verwittert.

Beschreibung:

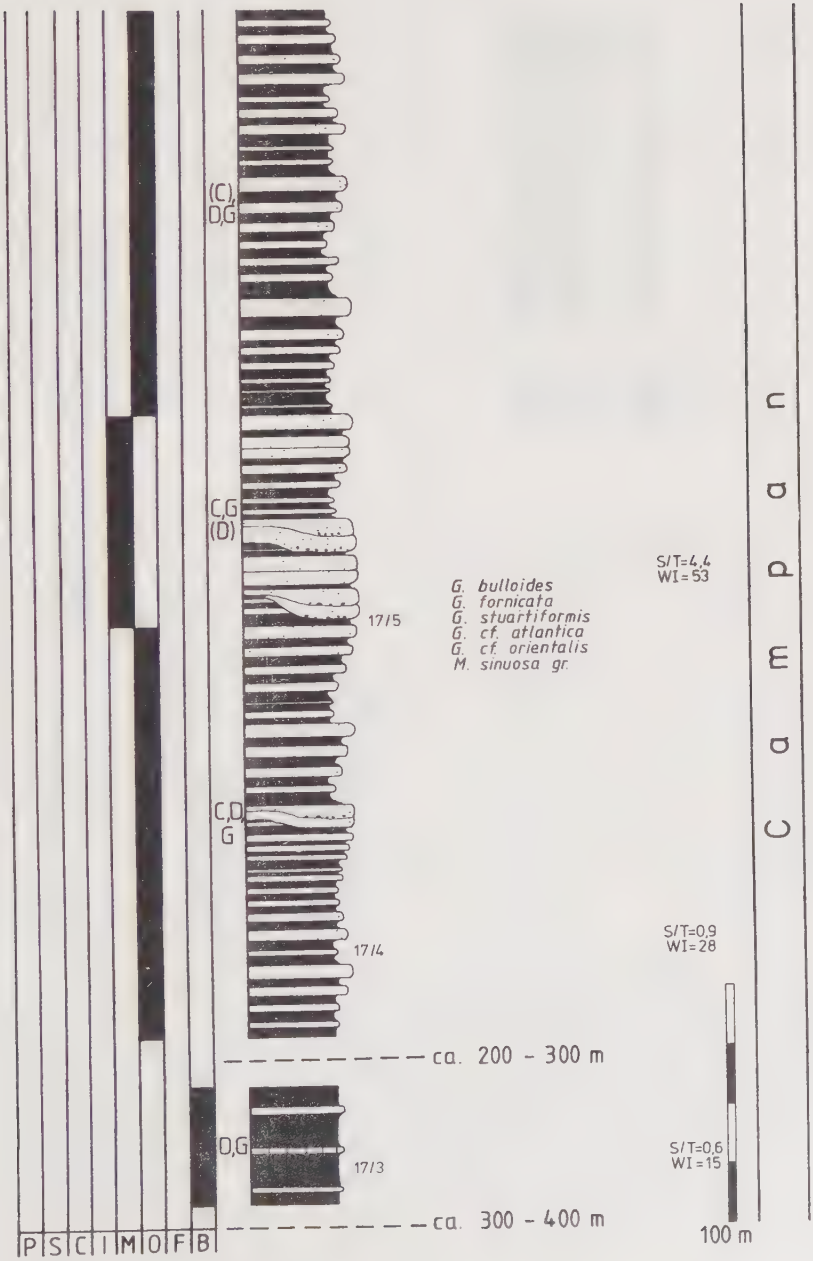
In diesem Profil sind einige bis zu 5 m mächtige Debris-Flows aufgeschlossen, die Komponenten bis über 0,5 m Größe enthalten. Als Komponenten wurden lediglich kantengerundete Kalke und rötliche Mergel in einer grauen mergeligen Matrix festgestellt. Die Kalke entstammen dem Flachwasserbereich, wie aus zahlreichen Organismenresten, die der photischen Zone entstammen, hervorgeht. Vermutlich ist das Liefergebiet dieser Flachwasserkalke im S des Biscaya-Synklinoriums zu suchen, da das Profil einerseits am SW-Rand des Biscaya-Beckens liegt und andererseits ähnliche Sedimente im S abgelagert wurden (ENGESER, 1985). Diese Slope-Fazies (Faziestypen F, G, D) geht nach oben hin in Basin-Plain-Sedimente mit dünnbankigen Turbiditen über.

2.4.15. Profil Marquina (Abb. 28)



(Fortsetzung auf den nächsten Seiten)

Marquina, Teil 2



(Fortsetzung nächste Seite)

Marquina, Teil 3

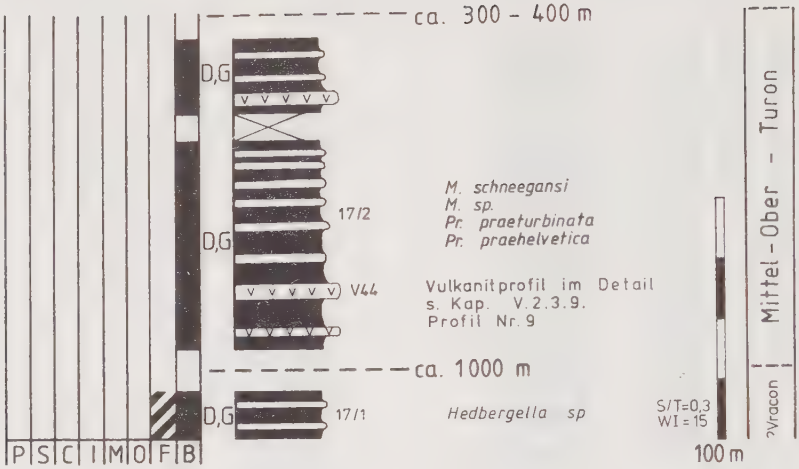


Abb. 28: Profil Nr. 15, Marquina

Lage: An der Straße von Marquina nach Durango, Beginn ca. 1 km nach dem Ortsausgang von Marquina.

Mächtigkeit: Insgesamt sind etwa 1100 - 1200 m aufgeschlossen.

Aufschlußverhältnisse: Mäßig bis gut, ältere, stark von Pflanzen überwucherte Straßenanschnitte, im Bereich des Turon im Bachbett des Rio Artibai aufgeschlossen.

Beschreibung:

Das Profil beginnt im Liegenden mit unsicher ins Vracon datierten Basin-Plain Turbiditen in einem sehr kleinen und verwitterten Aufschluß. Die Mächtigkeit der einzelnen turbiditischen Lagen, die z.T. A-Horizonte aufweisen, kann 20 cm erreichen. Es ist auch möglich, daß es sich dabei um Sedimente des Fan-Fringe Bereiches handelt.

Zwischen diesem Aufschluß und dem im Hangenden folgenden liegt eine große Lücke, die einer Mächtigkeit von etwa 1000 m entspricht. In die Schichten im Hangenden sind Vulkanite (Sills und Brekzien, vgl. Kap. 3.2.3.9.) eingeschaltet. Die ins Mittel- bis Oberturon datierten Basin-Plain Sedimente setzen unten mit fast turbiditfreien Mergeln ein. Nach oben hin nehmen dünnbankige turbiditische Lagen zu. Im Campan entsteht dann im Bereich dieses Profils ein progradierendes Deep-Sea-Fan-System.

Dieses Profil befindet sich im Middle-Fan Bereich und läßt sich mit den Profilen Nr. 13, Urruchua, und Nr. 11, Guernica, (Kap. 2.4.13. und 2.4.11.) korrelieren. Daraus ergibt sich im Obercampan eine Transportrichtung von E nach W (vom Middle-Fan zum Outer-Fan Bereich). Diese Annahme wird durch zahlreiche Strömungsmarken im Profil Marquina unterstützt, die einen Transport in E-W-Richtung aus einem Liefergebiet im E anzeigen (vgl. Abb. 46, eigene Messungen und MATHEY, 1983; ROSELL et al., 1985).

Im obersten Campan und Maastricht setzt sich wieder das Basin-Plain Environment durch, zusätzlich schalten sich Kalkturbidite ein, die vermutlich von einen Diapiraufbruch (Guernica-Diapir, s. Abb. 47) stammen. Im Obermaastricht werden die turbiditischen Lagen, wie auch an anderen Stellen des Biscaya-Synklinoriums sehr selten. Die Kreide-Tertiär-Grenze wird wieder durch die roten Paläozän-Kalke angezeigt (vgl. Profile Nr. 9 und Nr. 13, Kap. 2.4.9. und 2.4.13.).

2.4.16. Profil Nr. 16, Autobahn Eibar - Durango (Abb. 29)

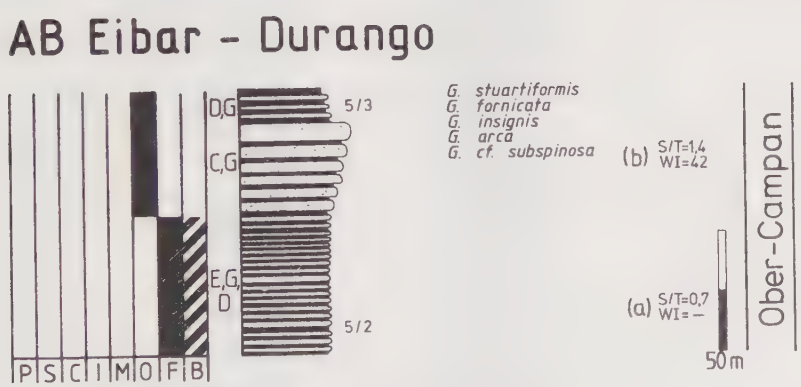


Abb. 29: Profil Nr. 16, Autobahn Eibar - Durango

Lage: An der Autobahn von San Sebastián nach Bilbao, zwischen den Anschlußstellen Eibar und Durango, ca. 500 m W' des Autotunnels bei Zaldibar.

Mächtigkeit: ca. 100 m.

Aufschlußverhältnisse: Gut, frischer Straßenanschnitt.

Beschreibung:

Das Profil befindet sich stratigraphisch im Obercampan und beginnt im Liegenden mit sehr dünnbankigen turbiditischen Lagen (C und D-Horizonte bis maximal 3 cm, E-Horizonte bis maximal 5 cm, Faziestypen D, E, G; Abb. 30a). Darüber progradiert ein Deep-Sea-Fan (Faziestypen C, D, G), der hier in einer etwa 10 m mächtigen "thickening-upward"-Sequenz des Outer-Fan Bereiches in hervorragender Weise aufgeschlossen ist (s. Abb. 30b und Taf. 3, Abb. 6). Die einzelnen turbiditischen Lagen sind bis über 80 cm mächtig.

Die dünnbankigen Turbidite sind nur schwer einem der 8 unterschiedenen Environments zuzuordnen, da sie bei einer Häufigkeit von 25 - 30 Bänken/m ungewöhnlich geringmächtig sind. Ein Basin-Plain Environment kommt wahrscheinlich nicht in Frage, denkbar wäre z.B. ein Bereich seitlich der Levees eines äußeren Verteilungskanals im Outer-Fan, wo zwar häufig turbiditisches Material hingelangt, davon jedoch nur wenig über die Levees hinaustransportiert wird.

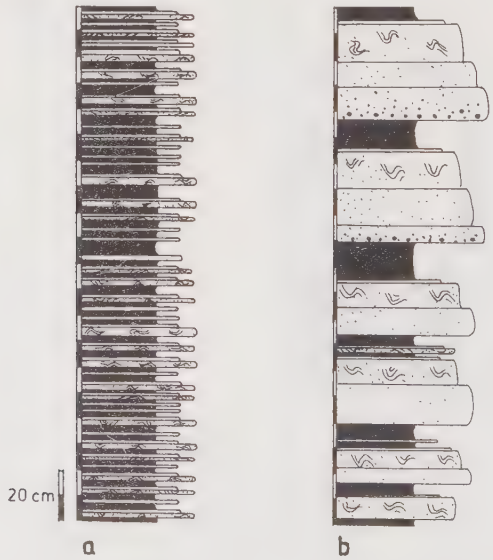


Abb. 30: Typische Turbidit-Abfolgen im Profil Nr. 16, Autobahn-Eibar - Durango; a: Outer-Fan - Basin-Plain; b: Outer-Fan. (Die Lage dieser Detailprofile ist in Abb. 29 durch die Buchstaben a und b gekennzeichnet)

2.4.17. Profil Nr. 17, Berriz - Elorrio (Abb. 31)

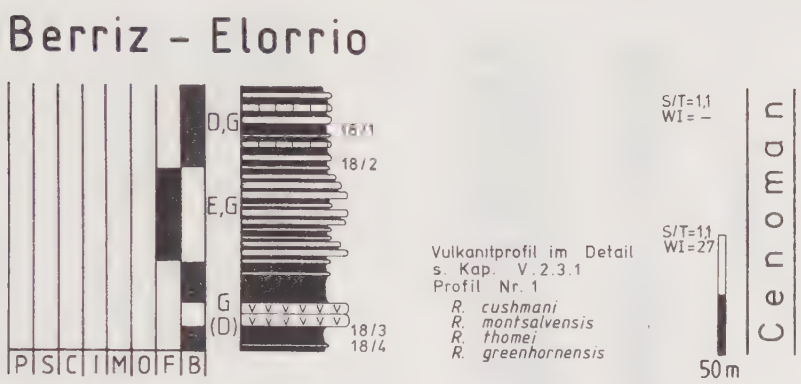


Abb. 31: Profil Nr. 17, Berriz-Elorrio

Lage: An der Straße von Berriz nach Elorrio, ca. 1 km nach dem Ortsausgang von Berriz.

Mächtigkeit: ca. 100 m.

Aufschlußverhältnisse: Mäßig, alter Straßenanschnitt, z.T. stark von Pflanzen überwuchert und verwittert.

Beschreibung:

Es handelt sich um turbiditische Sedimente des Basin-Plain und Fan-Fringe Environments (Faziestypen D und G bzw. E und G). Im oberen Teil kommen zu den sandigen auch kalkige Turbidite hinzu. Im unteren Abschnitt sind vulkanische Brekzien (vgl. Kap. 3.2.3.1.) in die hier überwiegend mergeligen Ablagerungen eingeschaltet.

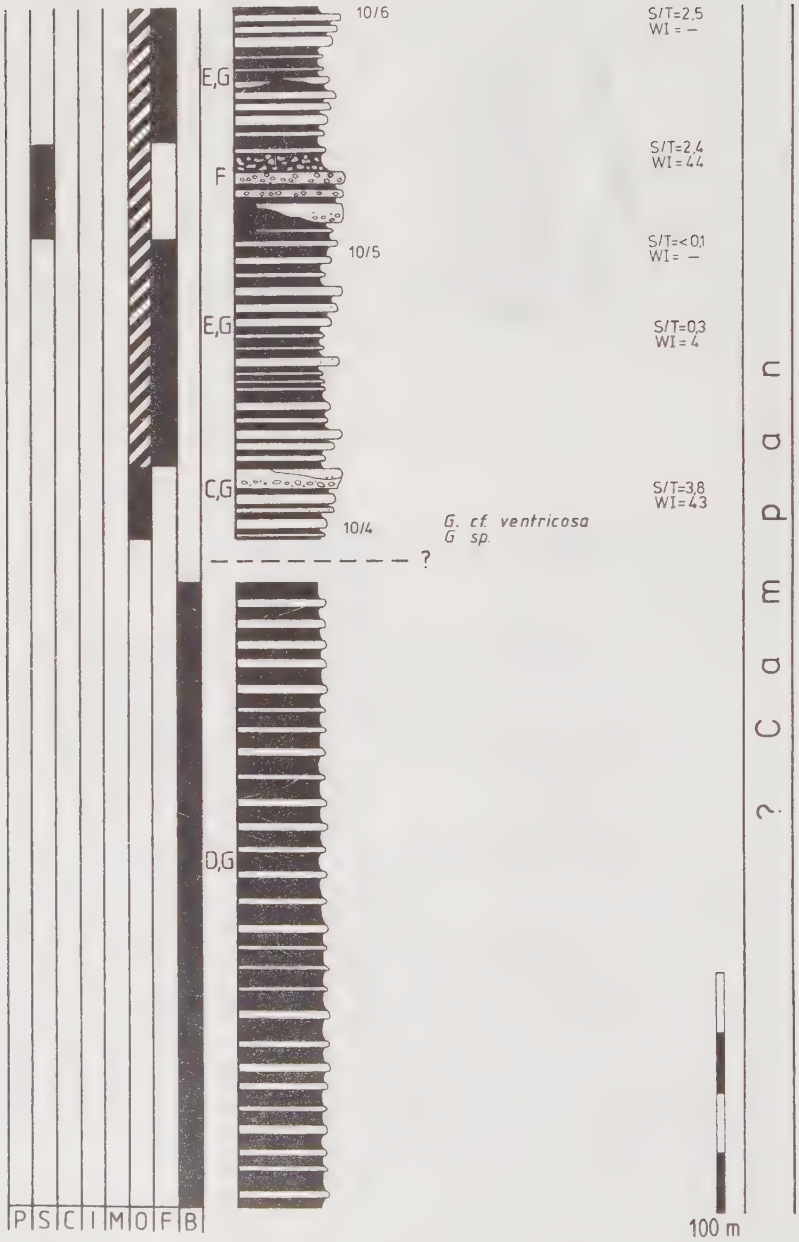
2.4.18. Profil Nr. 18, Elgueta (Abb. 32)

Lage: Beginn ca. 2 km S' von Elgueta an einer Nebenstraße, die zur Zeit bis nach Anguiozar weitergebaut wird, Fortsetzung an der Straße von Elgueta nach Eibar.

Mächtigkeit: Insgesamt sind ca. 800 m aufgeschlossen, sämtliche Aufschlußlücken sind in ihrer Mächtigkeit nicht zu bestimmen.

Aufschlußverhältnisse: Größtenteils alte Straßenanschnitte, die z.T. sehr stark von Pflanzen überwuchert und verwittert sind; im oberen Teil frische Straßenanschnitte.

Elgueta, Teil 1



(Fortsetzung siehe nächste Seite)

Elgueta, Teil 2

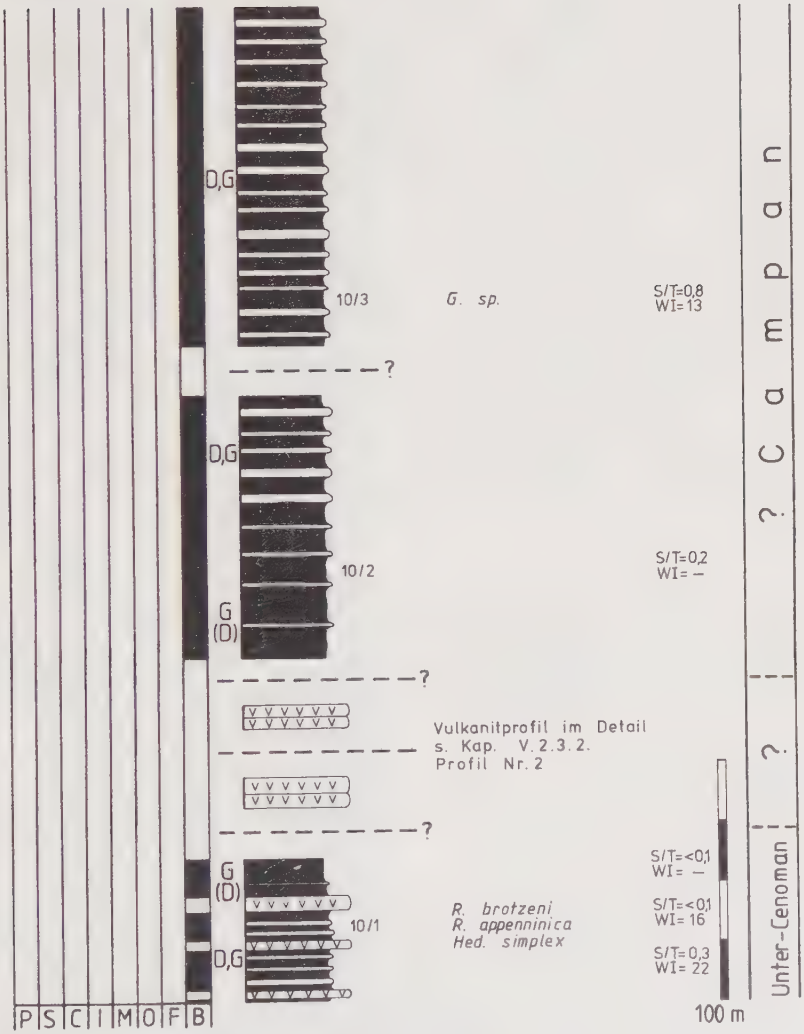


Abb. 32: Profil Nr. 18, Elgueta

Beschreibung:

Das Profil beginnt im Untercenoman mit Basin-Plain Turbiditen, in die Vulkanite eingeschaltet sind (Sills, Pillowbasalte und Brekzien, vgl. Kap. 3.2.3.2.). Die nur sehr unsicher ins Campan

datierten Schichten im Hangenden folgen nach einer großen Aufschlußlücke und beginnen ebenfalls mit Basin-Plain Turbiditen. Im obersten Teil des Profils gehören die Turbidite zu einem proximaleren Bereich (Faziestypen C, E und F), der etwa dem Outer-Fan bis Fan-Fringe entspricht. Hier schalten sich Debris-Flows und Konglomerate mit Mächtigkeiten bis über 1 m ein (Komponenten: überwiegend schwarzer Tonstein, Quarz, Quarzite, Sandsteine, Kalksteine, Mergel).

Diese Schichten gehören zum Randbereich eines Deep-Sea-Fans, der im Campan im Biscaya-Becken progradiert und sich in den Profilen Nr. 11, 13 und 15 (s. Kap. 2.4.11., 2.4.13., 2.4.15.) mit Outer-Fan und Middle-Fan Sedimenten bemerkbar macht. Das Zentrum dieses Fans befand sich im N bis NE dieses Profils (s. Abb. 46, Kap. 2.5.). Die Debris-Flows und Konglomerate können von einem Seamount abgeleitet werden, der durch vulkanische Tätigkeit vom Alb bis Coniac/Santon zwischen Eibar und Zumarraga aufgebaut wurde und zu dieser Zeit ein Hochgebiet darstellt.

2.4.19. Profil Nr. 19, Arrate (Abb. 33)

Lage: An der Straße von Eibar nach Arrate und an der abzweigenden Straße nach Barinaga, sowie an Feldwegen oberhalb dieser Straßen.

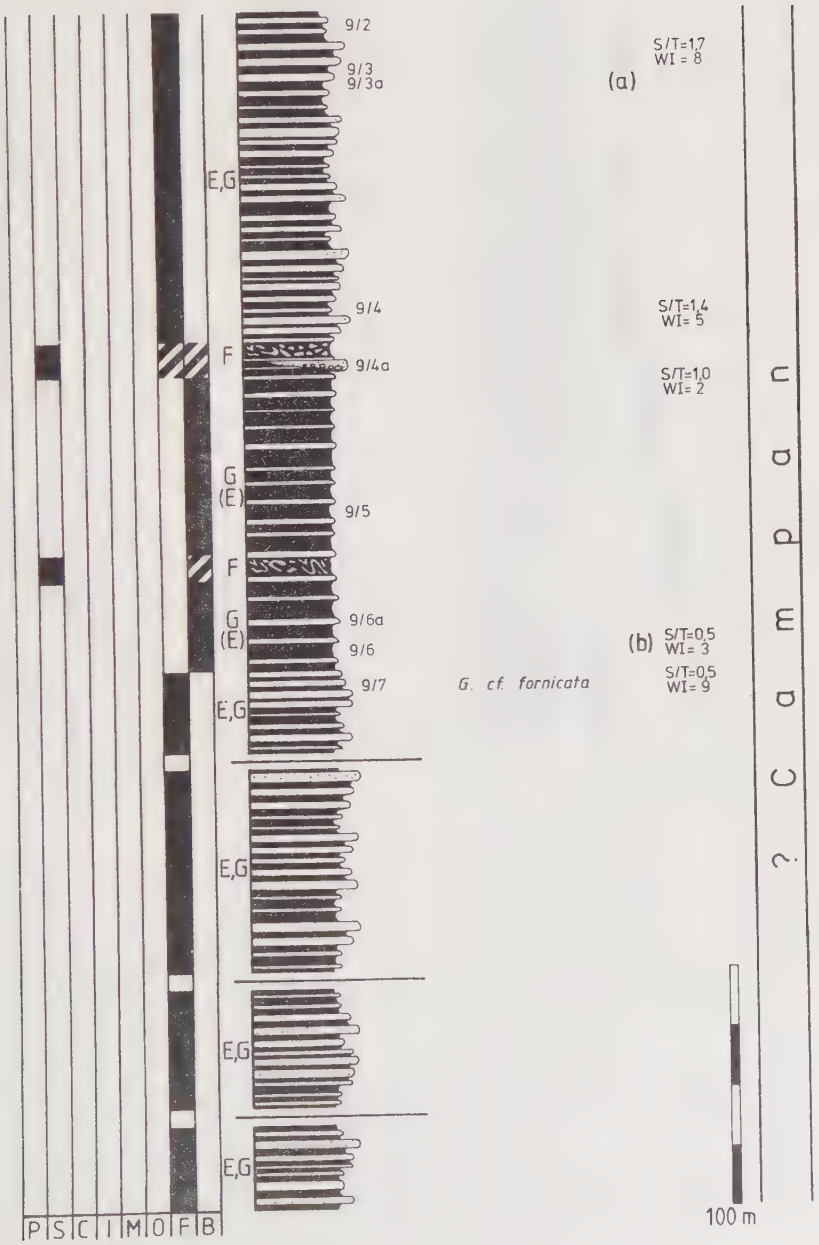
Mächtigkeit: ca. 800 m.

Aufschlußverhältnisse: Mäßig bis gut, z.T. frische, z.T. ältere Straßen- und Wegeanschnitte, mehrfach gestört.

Beschreibung:

Das Profil beginnt im Grenzbereich Coniac/Santon auf Vulkaniten auflagernd (vgl. Kap. 3.2.3.8.) mit Basin-Plain Sedimenten (Faziestypen G und D, D nach oben hin zunehmend). Darüber folgen nach einer Störung dickbankige Turbidite (Faziestyp C) des Middle-Fan Bereiches, die eine Fauna aus dem Bereich Santon/Campan enthalten. Die gesamte Schichtfolge im Hangenden läßt sich nur unsicher ins Campan datieren, da nur sehr wenige schlecht erhaltene Foraminiferen nachgewiesen werden konnten. Die Faziestypen gehen allmählich von C über E wieder zurück zu D, ab und zu schalten sich Debris-Flows oder Slumps ein, die ein unruhiges

Arrate, Teil 1



(Fortsetzung siehe nächste Seite)

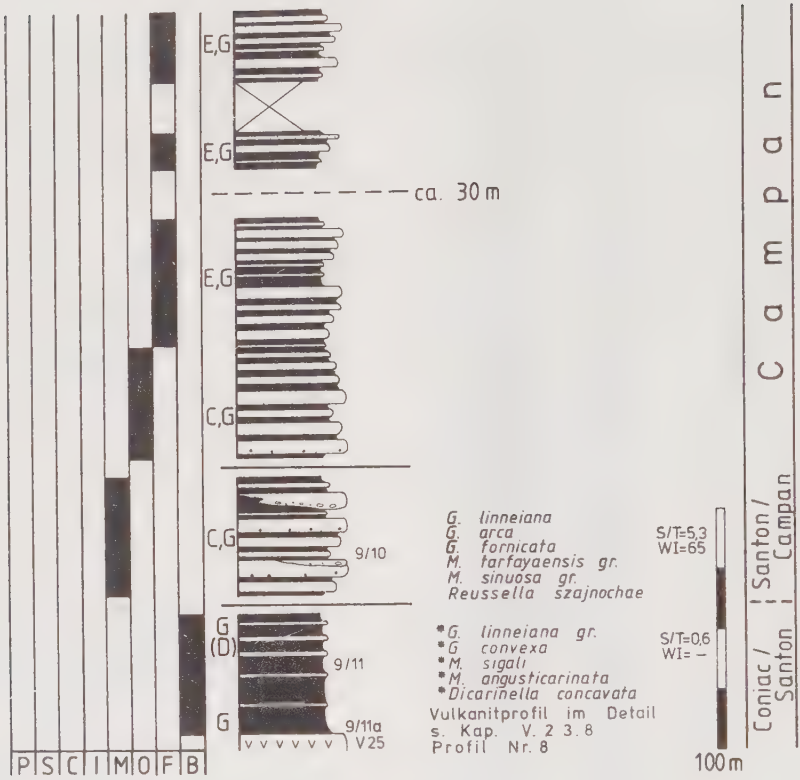


Abb. 33: Profil Nr. 19, Arrate

(*= Angaben aus: LAMOLDA et al., 1983a)

Relief andeuten. Typische Abfolgen von dünnbankigen Turbiditen dieses Profils sind in den Abb. 34a und b dargestellt. Die Häufigkeit der turbiditischen Lagen nimmt nach oben hin wieder zu (Faziestypen E und G). Die Sedimente dieses Profils gehören ebenso wie das vorige zu dem im Campan ins Biscaya-Becken progradierenden Deep-Sea-Fan-System. Die Slope-Sedimente können wahrscheinlich ebenfalls von dem vulkanitischen Seamount zwischen Eibar und Zumarraga abgeleitet werden.

Das Profil ist mehrfach gestört, jedoch sind hier keine Knickfalten wie im Profil Nr. 3, Plencia - Sopelana (s. Kap. 2.4.3.) ausgebildet. Das Polpunktdiagramm (s. Abb. 35) zeigt ein breites

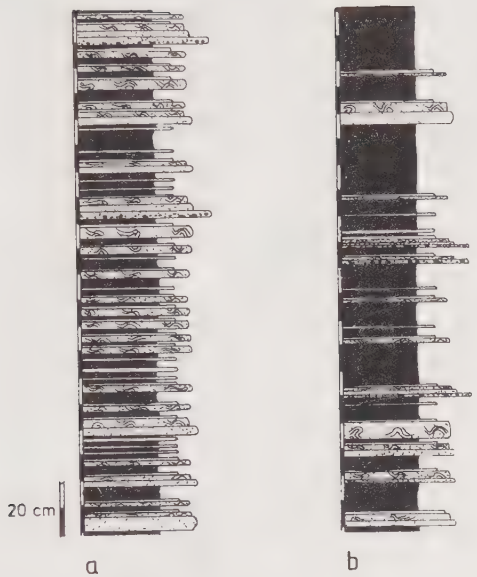


Abb. 34: Typische Abfolge von Turbiditen im Profil Nr. 19, Arrate; a: Fan-Fringe; b: Basin-Plain.
(Die Lage dieser Detailprofile ist in Abb. 33 durch die Buchstaben a und b gekennzeichnet)

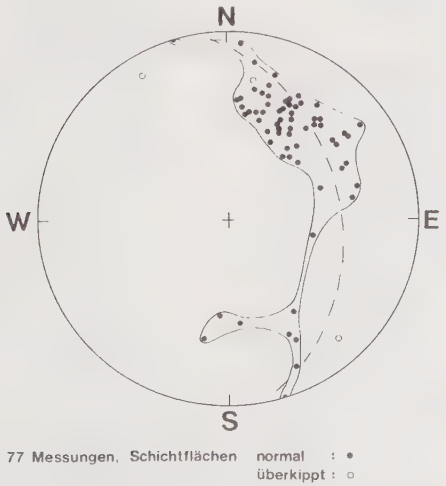


Abb. 35: Polpunktdiagramm von Schichtflächen im Profil Nr. 19, Arrate

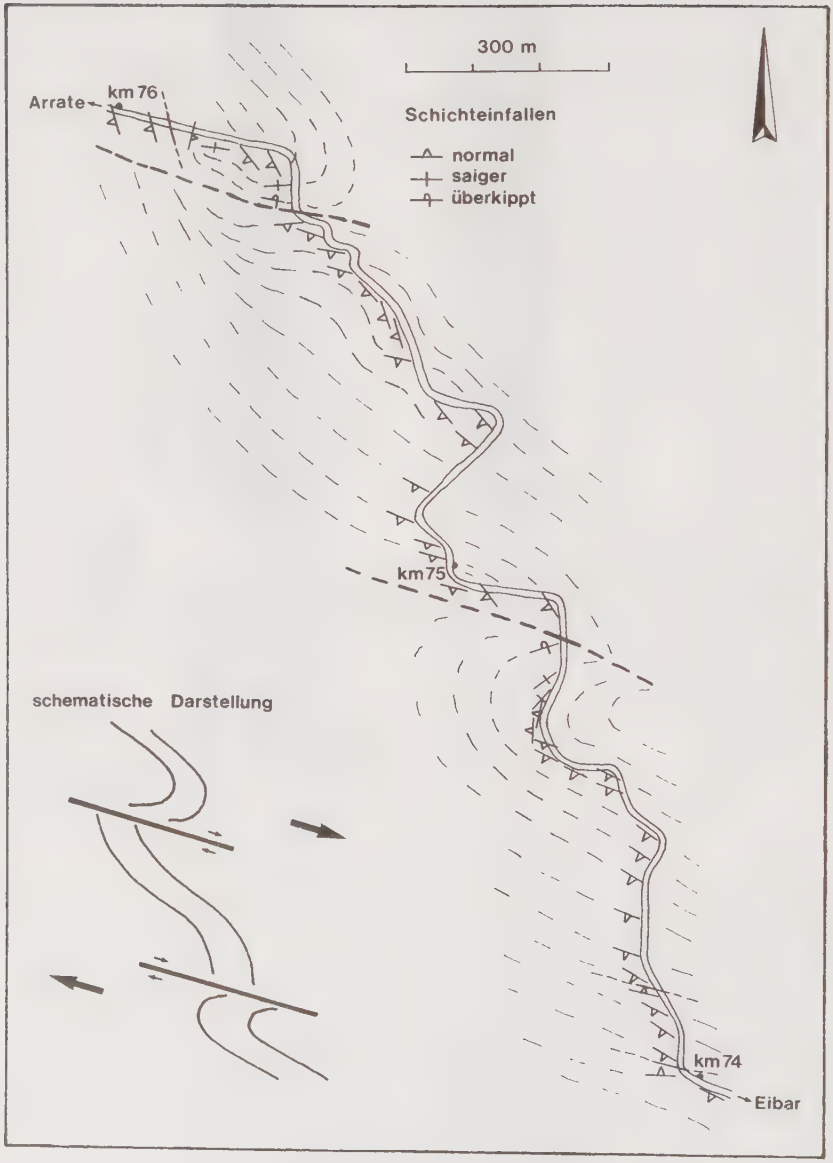


Abb. 36: Rechtsseitenverschiebung im Profil Nr. 19, Arrate, angezeigt durch Schleppfalten entlang der Straße von Eibar nach Arrate.

Maximum, das zwar einigermaßen der generellen Streichrichtung des Biscaya-Synklinoriums entspricht (etwa WNW - ESE), insgesamt jedoch ziemlich stark streut. Der Grund dafür wird aus einer Kartenskizze des Aufschlusses entlang der Straße Eibar - Arrate (s. Abb. 36) ersichtlich, in die die gemessenen Streich- und Fallwerte eingetragen wurden. Es lassen sich darin Schleppfalten nachzeichnen, die eine rechtsseitige Horizontalverschiebung anzeigen.

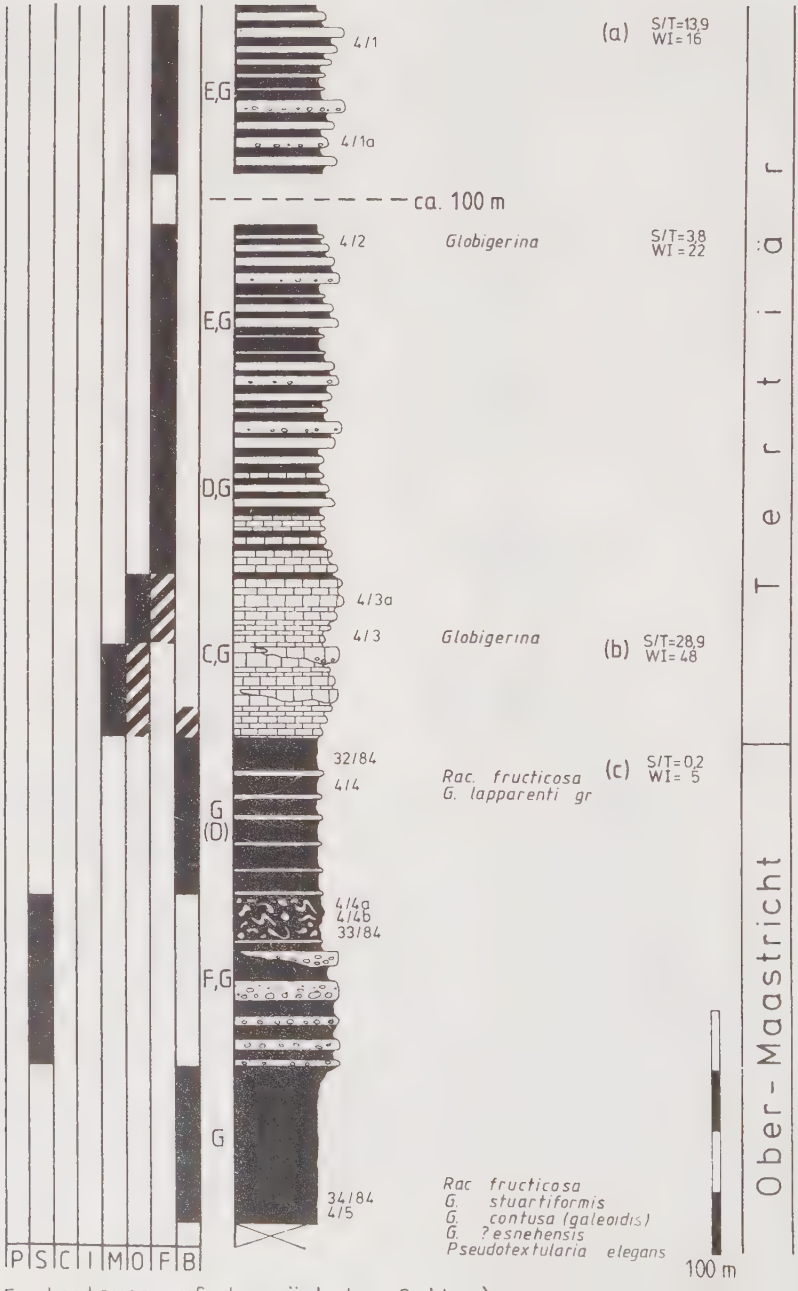
Während der Rift- und Spreading-Phase vollziehen sich an der Biscaya-Störung Linksseitenverschiebungen (s. Kap. 5.5.), die durch die Dehnung im Biscaya-Ozean und die Rotation der iberischen Platte hervorgerufen werden. Die kompressive Bewegung der iberischen Platte verläuft während der ersten Kompressions-Phase etwa in NW' bis N' Richtung (s. Kap. 5.6.) und kehrt den Schersinn der Lateralverschiebungen um (Abb. 37), so daß die Biscaya-Störung nun zu einer Rechtsseitenverschiebung wird, in deren Umfeld sich an einer parallelen Störung die Schleppfalten bei Eibar bilden.

Abb. 37: Umkehrung des Schersinns von Lateralverschiebungen bei Dehnung bzw. Kompression. Dehnung: Linksseitenverschiebung, Kompression: Rechtsseitenverschiebung (an einer NW-SE streichenden Störungslinie)

Die Schleppfalten entstehen wahrscheinlich schon zu Beginn der Kollisions-Phase während die iberische Platte sich in NW' bis N' Richtung bewegt, denn alle anderen Kompressionen im Biscaya-Synklinorium verlaufen in NE' Richtung (vgl. Kap. 2.4.3.) und gehören zur tertiären Hauptkompressions-Phase. Entlang der Biscaya-Störung überwiegt bei der anfänglichen NW-Bewegung die Lateralkomponente und es sind nur relativ geringe Kompressionen zu verzeichnen, die sich in solchen Schleppfalten äußern.

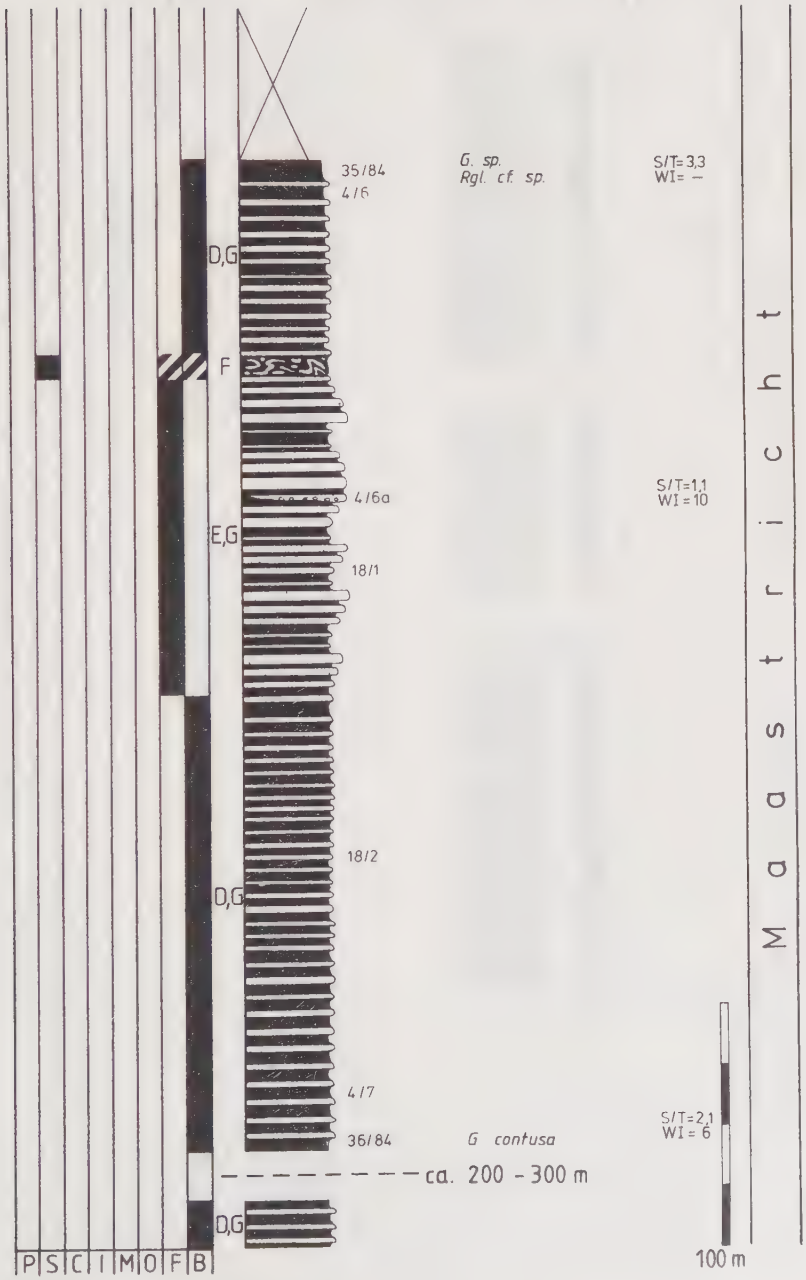
2.4.20. Profil Nr. 20, Autobahn Eibar - Elgoibar (Abb. 38)

AB Eibar - Elgoibar, Teil 1



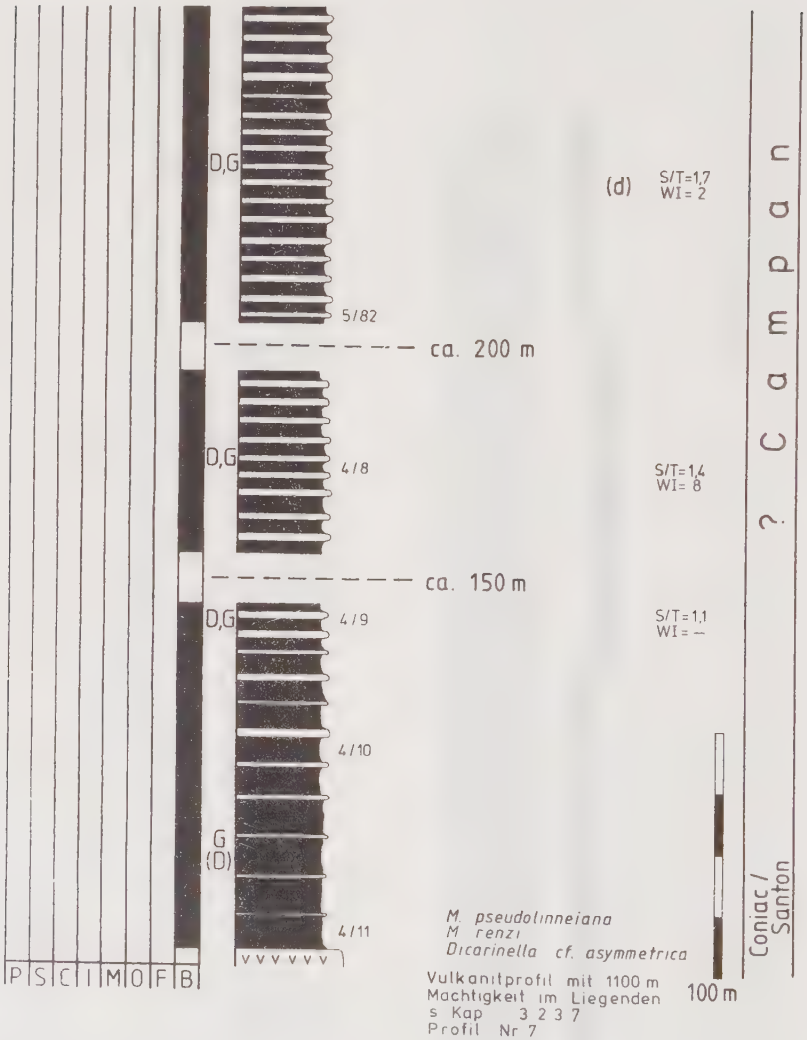
(Fortsetzung auf den nächsten Seiten)

AB Eibar - Elgoibar, Teil 2



(Fortsetzung auf den nächsten Seiten)

AB Eibar - Elgoibar, Teil 3

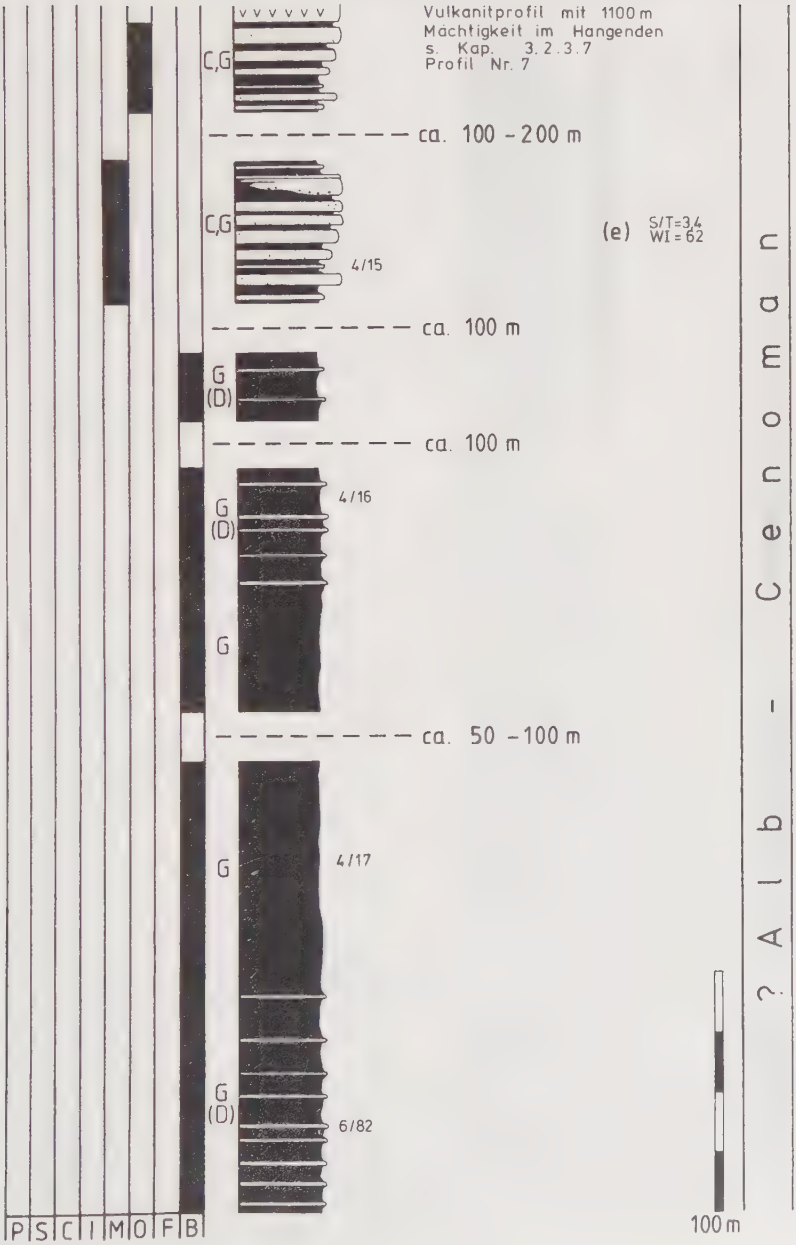


Vulkanitprofil mit 1100 m Mächtigkeit im Liegenden s Kap 3.2.3.7 Profil Nr 7

(Fortsetzung auf den nächsten Seiten)

Zwischen Teil 3 und Teil 4 befindet sich eine ca. 1100 m mächtige Abfolge von Vulkaniten mit sehr wenigen sedimentären Einschaltungen. Das Vulkanitprofil wird in Kap. 3.2.3.7. (Profil Nr. 7, Autobahn Eibar - Elgoibar) näher behandelt.

AB Eibar - Elgoibar, Teil 4



(Fortsetzung auf der nächsten Seite)

AB Eibar - Elgoibar, Teil 5

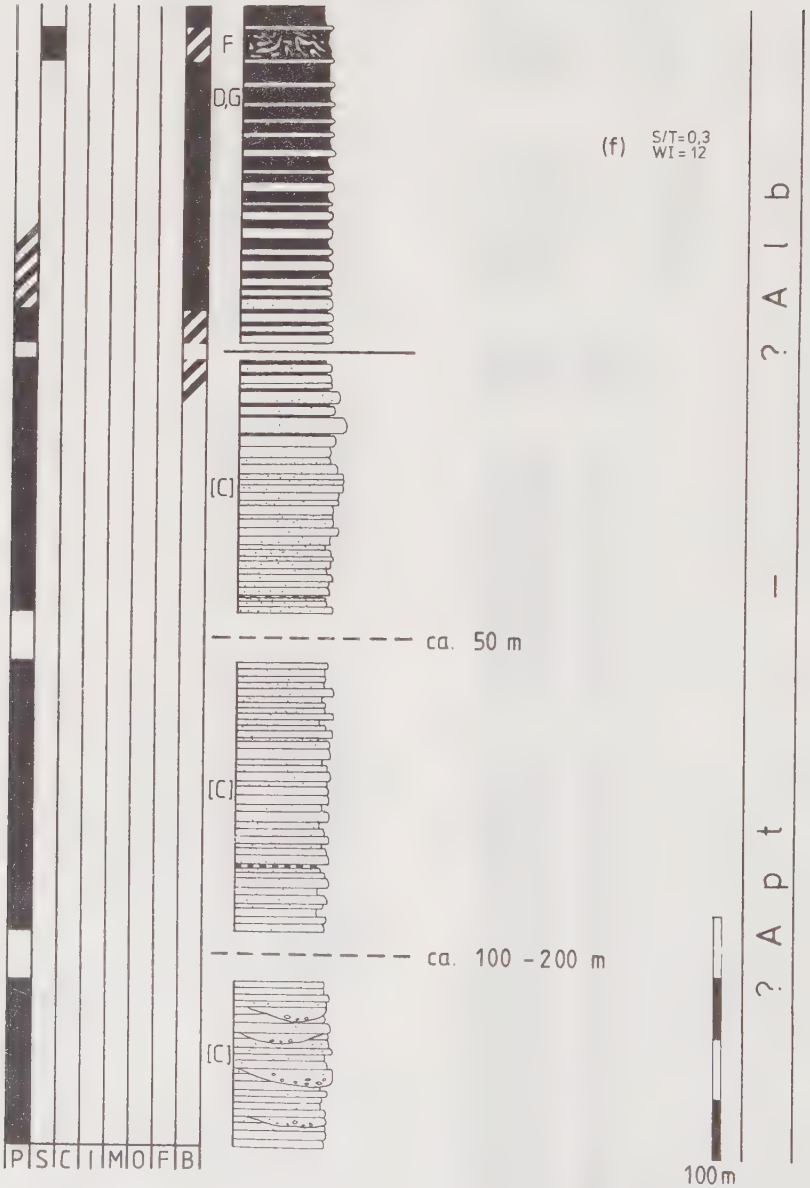


Abb. 38: Profil Nr. 20, Autobahn Eibar - Elgoibar (5 Teile)

Lage: An der Autobahn von Bilbao nach San Sebastián, zwischen den Anschlußstellen Eibar und Elgoibar; Beginn kurz vor der Ausfahrt Eibar bei km 75,8 bis kurz nach der Ausfahrt Elgoibar bei km 63,5.

Mächtigkeit: Insgesamt sind ca. 3500 - 4000 m aufgeschlossen (inclusive Vulkanite), die Gesamtmächtigkeit der Mittel- und Oberkreide (Apt/Alb - Maastricht) dürfte in diesem Profil zwischen 4500 und 5000 m betragen.

Aufschlußverhältnisse: Größtenteils gut, frische Straßenanschnitte, die bisher nur relativ wenig von Pflanzen überwuchert und verwittert sind. Störungen sind nur an wenigen Stellen aufgeschlossen und zeigen keine großen Versatzbeträge, es ist jedoch möglich, daß in den Aufschlußlücken größere Störungen durchlaufen. Insgesamt ist dieses Profil nur geringfügig gestört und verfaltet.

Beschreibung:

Dieses Profil ist das in seiner Gesamtheit am besten aufgeschlossene des Biscaya-Synklinoriums (ca. 70 - 80 % sind aufgeschlossen), es blieb jedoch bisher in sämtlichen Arbeiten, die sich u.a. mit dem Biscaya-Synklinorium befassen, unerwähnt.

Die stratigraphische Einstufung ist z.T. ungenau und unsicher, da trotz relativ dichter Probennahme nur in wenigen Proben bestimmbare Faunen nachgewiesen werden konnten.

Die Schichtfolge beginnt im Liegenden mit klastischen Plattformsedimenten (Sandsteine, z.T. Konglomerate, Rinnenfüllungen, stark sandige Tonsteine, kohlige Lagen), die sich weiter im NE (ca. 2 km NE' von Elgoibar) mit Riffkalken verzahnen bzw. auf diesen liegen. Der Einbruch des Biscaya-Beckens macht sich in der Schichtfolge zunächst durch eine allmähliche Zunahme des Tongehaltes und eine Abnahme des Sandgehaltes bemerkbar; der turbiditische Charakter der Sandsteinlagen wird zunehmend deutlicher (Abb. 39f), zusätzlich schalten sich Slope-Sedimente ein (Faziestypen D, F, G).

In der Fortsetzung nimmt die Häufigkeit der turbiditischen Lagen immer weiter ab bis hin zu turbiditfreien Tonsteinen (Faziestyp G, Basin-Plain). In dieses Becken hinein progradiert etwa im Untercenoman (mikropaläontologische Datierung im un-

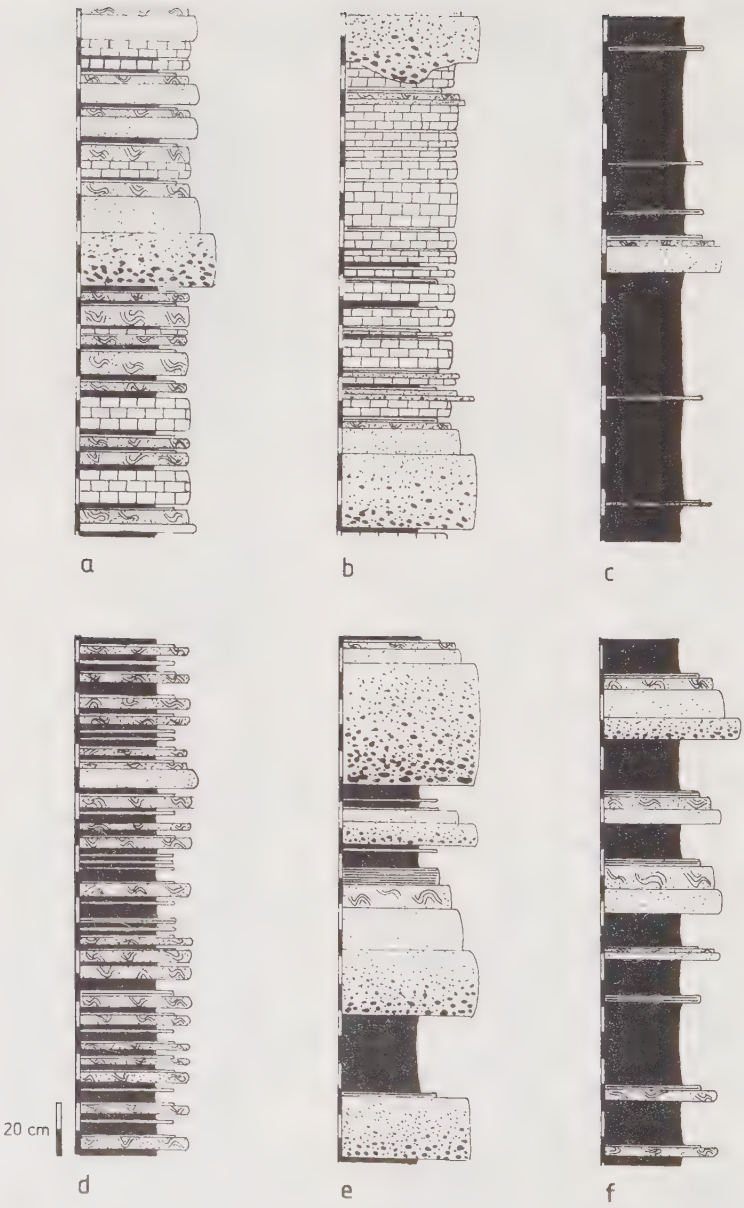


Abb. 39: Typische Abfolge von Turbiditen im Profil Nr. 20, Autobahn Eibar - Elgoibar; a: Fan- Fringe, b: Middle- bis Outer-Fan, c, d: Basin-Plain, e: Middle-Fan, f: Basin-Plain. (Die Lage der Detailprofile ist in Abb. 38 durch die Buchstaben a - f gekennzeichnet).

tersten Teil des Vulkanitprofils (s. Kap. 3.2.3.7.): Mittelcenoman) ein Deep-Sea-Fan, von dem hier der Middle-Fan Bereich (Faziestypen C und G; s. Abb. 39e) und weiter oben der Outer-Fan Bereich vorliegt. Darüber folgt eine etwa 1100 m mächtige Abfolge von vulkanischen Gesteinen, in die vereinzelt auch turbiditische Sequenzen (Faziestypen D und G: Basin-Plain) eingeschaltet sind.

Über den Vulkaniten liegen zunächst fast turbiditfreie Mergel aus dem Grenzbereich Coniac/Santon. Die Häufigkeit der turbiditischen Lagen nimmt nach oben hin wieder zu, jedoch bleibt es nun beim Basin-Plain oder Fan-Fringe Environment (Faziestypen D, E, G, F; s. Abb. 39d). Im Obermaastricht fehlen Turbidite zeitweilig vollständig. In diese Mergel schalten sich in der Nähe der Kreide-Tertiär-Grenze Slope-Sedimente ein, die in Form von mehrere m mächtigen Debris-Flows und Konglomeraten vorliegen (Komponenten: Kalkmergel, schwarze Tonsteine, quarzitische Sandsteine, flachmarine Karbonate, Trias-Ophite (Probe Nr. 4/4b, Analysen-Nr. 90, s. Tab. A1); sämtliche Gerölle sind gut gerundet, Größen bis >20 cm.

Die Kreide-Tertiär-Grenze liegt etwa 50 m über dem jüngsten Debris-Flow und zeichnet sich hier nicht durch das Auftreten der sonst typischen roten Paläozän-Kalke (vgl. Profile Nr. 9, 13 und 15, Kap. 2.4.9., 2.4.13., 2.4.15.) aus. Im Obermaastricht sind auch im obersten Teil noch dünne turbiditische Lagen zu finden (s. Abb. 39c). Die mergeligen Zwischenlagen sind hier in den obersten 5 m leicht rötlich gefärbt. Das Tertiär beginnt mit Kalkturbiditen, die an dieser Stelle gut erkennbare Sedimentstrukturen zeigen (Gradierung, Rinnenfüllung etc., s. Abb. 39b). Die pelitischen Horizonte sind ebenfalls sehr stark kalkig und unterscheiden sich in ihrer Härte kaum von den turbiditischen Lagen. Nach oben hin nimmt der Tonanteil wieder zu (Faziestypen E und G; s. Abb. 39a). Die turbiditischen Lagen sind an der Basis häufig konglomeratisch (einige cm mächtig) mit Komponenten, die den Debris-Flows des Obermaastricht entsprechen.

Die hier auftretende fazielle Sonderentwicklung im Bereich der Kreide-Tertiär-Grenze birgt einige Probleme in sich. Der von den Vulkaniten aufgebaute Seamount zwischen Eibar und Zumarraga

kommt als Liefergebiet für die Debris-Flows nicht in Frage, da auch ältere Gesteine (Trias-Ophite, quarzitische Sandsteine) darin enthalten sind, die auf dem Seamount nicht vorkommen können. Als Ursache muß daher ein Diapiraufbruch angenommen werden. Allerdings sind heute nur noch in etwa weiterer Entfernung (ca. 10 km mögliche Liefergebiete erhalten geblieben. Dies sind entweder im NW ein Ausläufer des Guernica-Diapirs bei Marquina (hier sind heute nur noch winzige Reste in einem Bachbett vorhanden, die in der geologischen Karte 1 : 50 000, Blatt 63 Eibar (MARTIN FERNANDEZ et al., 1975) nicht eingetragen sind) oder im E der Azpeitia-Diapir.

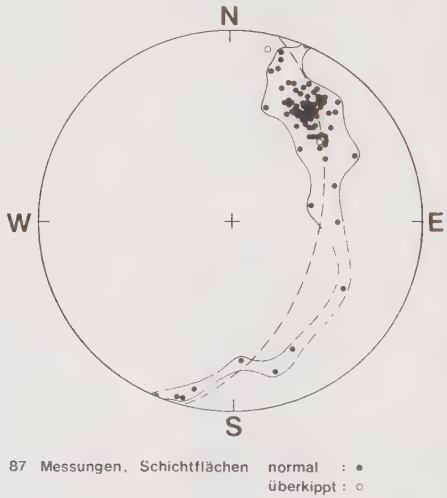


Abb. 40: Polpunktdiagramm der Schichtflächen im Profil Nr. 20, Autobahn Eibar - Elgoibar

Abb. 40 zeigt ein Polpunktdiagramm mit sämtlichen in diesem Profil eingemessenen Schichtflächen. Die Flächennormalen sind deutlich um ein Maximum gruppiert, das der generellen Streichrichtung der Schichten des Biscaya-Synklinoriums in NW-SE-Richtung entspricht. Eine Vergenz der Falten, die hier nur sehr spärlich vertreten sind, ist aufgrund der wenigen nach NE einfallenden Schichtflächen nicht zu bestimmen. Die Faltenachse ist relativ steil (ca. 30 - 40°) nach WNW geneigt.

2.4.21. Profil Nr. 21, Anguiozar (Abb. 41)

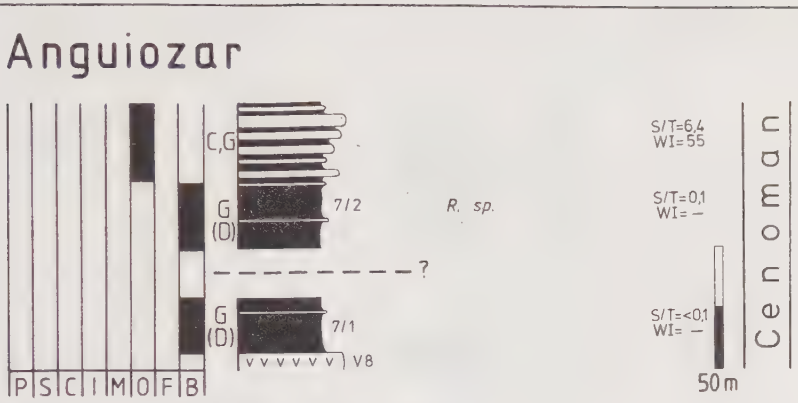


Abb. 41: Profil Nr. 21, Anguiozar

Lage: An der Straße von Vergara nach Anguiozar, ca. 500 m vor und direkt am Ortseingang von Anguiozar.

Mächtigkeit: Insgesamt sind ca. 100 m aufgeschlossen, die Aufschlußlücke ist nicht genauer bestimmbar, vermutlich sind es nicht mehr als 100 m.

Aufschlußverhältnisse: Sehr kleiner, verfallener Steinbruch und frischer Straßenanschnitt (Neubau) am Ortseingang von Anguiozar.

Beschreibung:

Abb. 42: Detailprofil im Bereich des Übergangs von Basin-Plain zu Outer-Fan Sedimenten im Profil Nr. 21, Anguiozar

Über den Vulkaniten (doleritische Basalte, Probe Nr. V8, Analysen-Nr. 6, s. Tab. A1) liegen dunkle Tonsteine mit sehr wenigen dünnen turbiditischen Lagen (Faziestypen G und D aus dem Basin-Plain Bereich. Sie werden im Hangenden von dickbankigen Turbiditen (Faziestyp C) des Outer-Fan Bereiches abrupt abgeschnitten (s. Abb. 42).

Die stratigraphische Einordnung ist ungenau ins Cenoman möglich, da nur sehr wenige grob bestimmbare Foraminiferen gefunden wurden.

2.4.22. Profil Nr. 22, Vergara (Abb. 43)

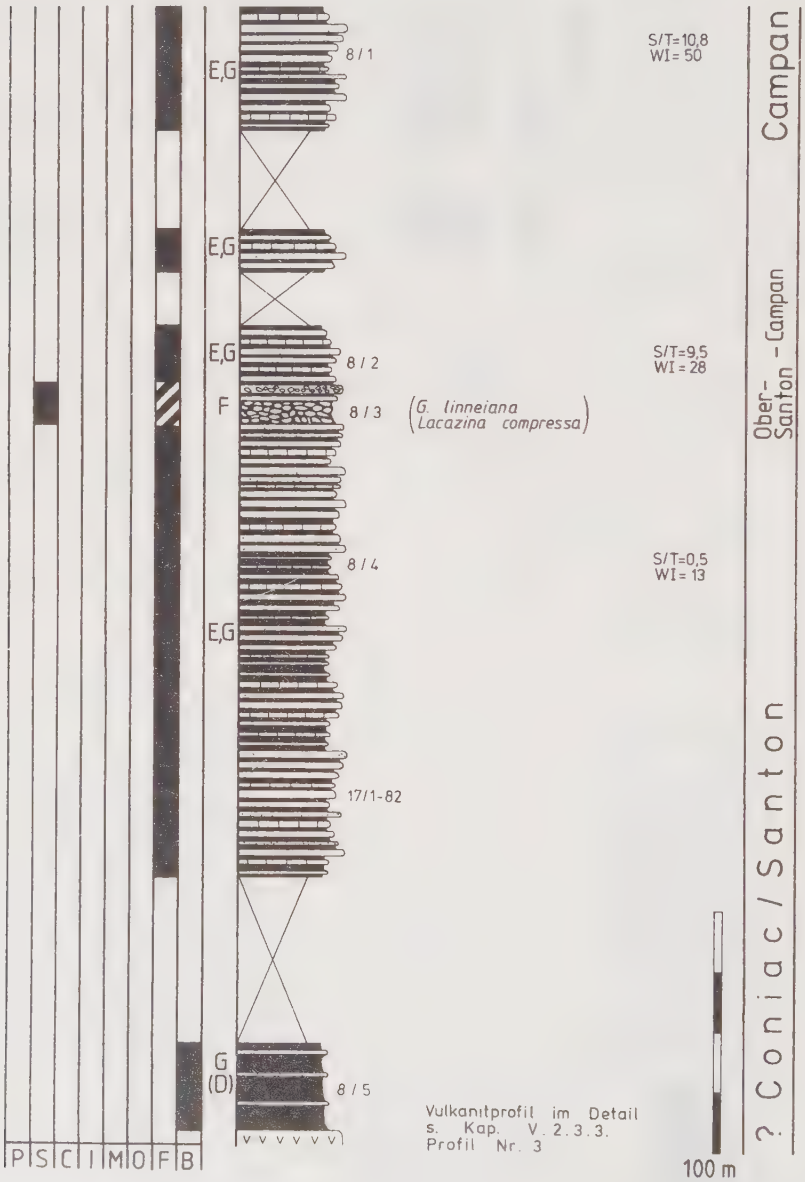


Abb. 43: Profil Nr. 22, Vergara

Lage: An der Umgehungsstraße um Vergara (C 6213), im S' Teil.
Mächtigkeit: Insgesamt sind ca. 400 m aufgeschlossen.
Aufschlußverhältnisse: Gut, frischer Straßenanschnitt, z.T. verfaltet und gestört.
Beschreibung:

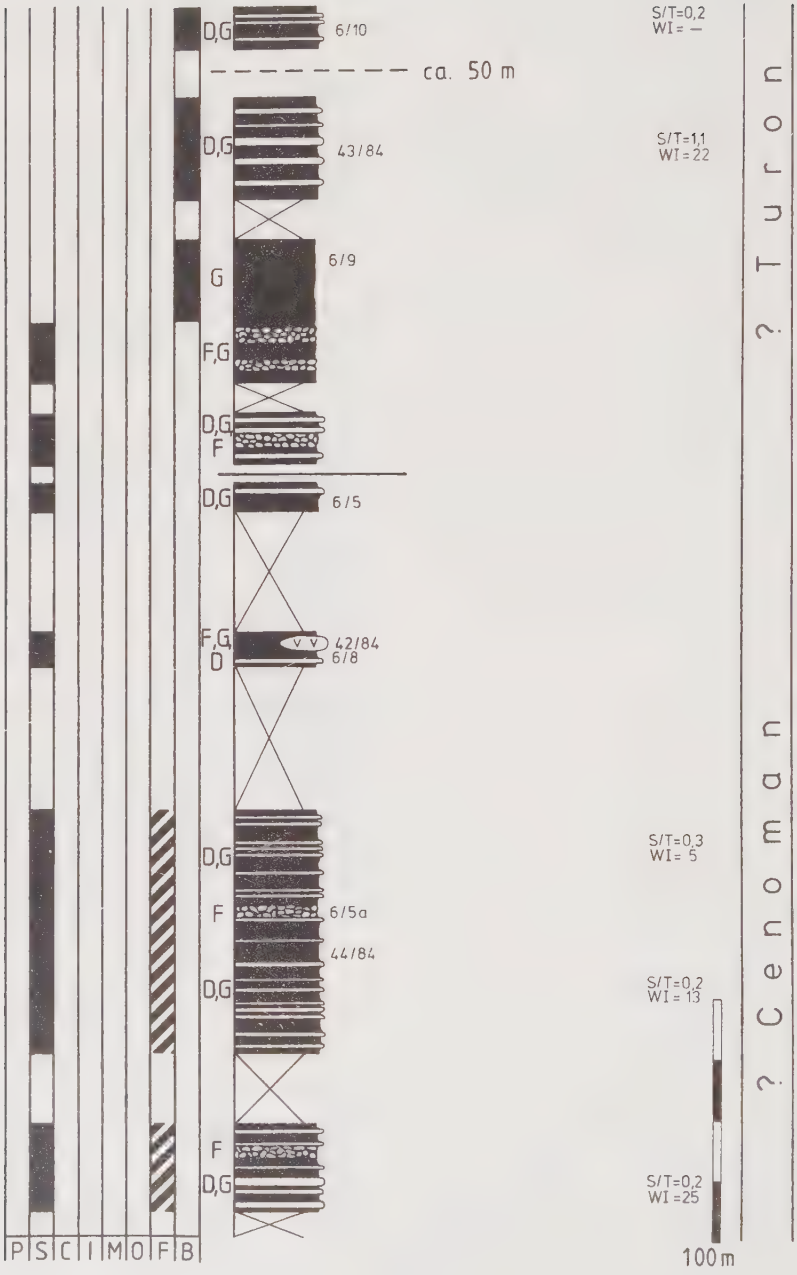
Das Profil beginnt mit Basin-Plain Sedimenten (Faziestypen G und D, D ist meistens sehr dünn, z.T. sind es Kalkturbidite), die auf Vulkaniten aufliegen (Pillowbasalte, Pillowbrekzien, vulkanische Brekzien, vgl. Kap. 3.2.3.3.). Oberhalb der Aufschlußlücke setzen sehr turbiditreiche Lagen ein. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke bleibt i.a. unter 20 cm, vereinzelt sind kleine Rinnenfüllungen oder basale Konglomerate zu beobachten. In Kalkturbiditen sind an angewitterten Bruchstellen häufig Sedimentstrukturen (Gradierung, Convolute Bedding) zu erkennen, die in Kalkturbiditen nur selten zu finden sind. Etwa 300 m über den Vulkaniten befindet sich ein ca. 1,5 m mächtiger Debris-Flow sowie einige dünnere Konglomeratlagen (Komponenten: Kalkmergel, flachmarine Kalke, Vulkanite, Quarzite; z.T. schlecht gerundet, Größen bis >10 cm). Die Schichten dieses Profils sind im Fan-Fringe Bereich eines Deep-Sea-Fans anzusiedeln.

Die stratigraphische Einordnung dieses Profils ist nur sehr unsicher in den Bereich von Coniac bis Campan möglich, da lediglich aus dem Debris-Flow, nicht jedoch aus autochthonen Sedimenten bestimmbare Faunen gewonnen werden konnten. Einige Komponenten des Debris-Flows enthalten eine Obersanton-Fauna und geben damit das maximale Alter dieser Schichten an. Eine Einstufung des oberen Profilteils ins Campan wird aus diesem Grunde als wahrscheinlich angesehen.

2.4.23. Profil Nr. 23, Astigarreta (Abb. 44)

Lage: An der Straße von Azpeitia über Nuarbe nach Beasain; Beginn etwa 2 km vor der Stichstraße nach Astigarreta, zwischen km 57,5 und 49,5 sowie entlang der Stichstraße nach Astigarreta.
Mächtigkeit: Insgesamt sind etwa 500 - 600 m aufgeschlossen, die Gesamtmächtigkeit des Profils ist nur schwer abzuschätzen.

Astigarreta, Teil 1



(Fortsetzung auf der nächsten Seite)

Astigarreta, Teil 2

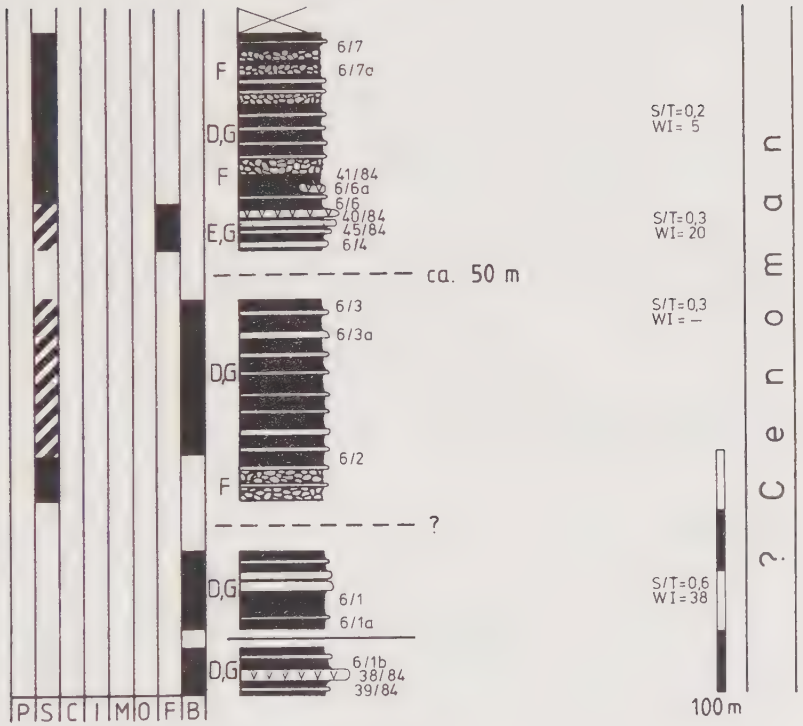


Abb. 44: Profil Nr. 23, Astigarreta

Aufschlußverhältnisse: Mäßig, nur z.T. gut, ältere Straßenanschnitte.

Beschreibung:

Im gesamten Profil herrschen die Faziestypen D, F und G vor, nur ganz vereinzelt gibt es Bereiche mit Faziestyp E. Faziestyp F ist durch häufige Debris-Flows, die bis über 2 m mächtig werden können und Olistolithe (Kreide-Vulkanite, s. Proben Nrn. 6/6a, 40/84, 41/84 und 42/84, Analysen-Nrn. 9, 85, 86 und 87, Tab. A1) von über 5 m Durchmesser vertreten. Es handelt sich hier zum größten Teil um Slope-Sedimente; im oberen und unteren Teil des Profils sind sie durch Basin-Plain Sedimente begrenzt.

Die stratigraphische Einordnung dieses Profils ist aufgrund regionaler Vergleiche erfolgt, da sämtliche Schlämmproben ohne Ergebnis blieben. Das ist wahrscheinlich eine Folge thermischer Beanspruchung, die im Tertiär während der Überschiebung der Decken in den Westpyrenäen und im SE' Biscaya-Synklinorium erfolgte. Hinzu kommt eine starke tektonische Deformation während der Kollision zwischen iberischer und europäischer Platte, die in diesem Bereich die Schichten z.T. isoklinal verfaltete (s. Taf. 2, Abb. 5).

Im Liegenden des Profils sind einige Vulkanitlagen (Sills, Probe Nr. 38/84, Analysen-Nr. 84, Tab. A1) in die Schichtfolge eingeschaltet.

Im unteren Teil, zwischen Probe 6/2 und 6/3 (s. Abb. 44, Profilteil entlang der Stichstraße nach Astigarreta) gibt es einige bemerkenswerte, äußerlich zunächst an Convolute-Bedding erinnernde Verbiegungen (Taf. 3, Abb. 9) von ganzen turbiditischen Lagen; die Amplitude der Verbiegungen kann bis zu 30 cm betragen. Wahrscheinlich handelt es sich dabei jedoch um beginnendes Slumping an einem Slope, an dem die Schichten in Bewegung gerieten und dabei leicht zusammengeschoben wurden. READ (1980) beschreibt derartige Bildungen in ordovizischen Karbonaten und deutet sie als Slumping-Strukturen, die sich im noch weichen Sediment bildeten.

2.5. Die sedimentologische Entwicklung des Biscaya-Synklinoriums ab der mittleren Kreide

Etwa zu Beginn des Apt beginnt das Biscaya-Becken als ein asymmetrischer Rift-Graben zwischen der rotierenden iberischen Platte und dem nicht mitrotierenden Biscaya-Block verstärkt einzubrechen (vgl. Kap. 5.5.). Auf den Grabenschultern, die die Hochseiten NW-SE streichender Kippschollen darstellen, entstehen Urgon-Karbonatplattformen, die z.T. durch senkrecht dazu verlaufende Störungen weiter unterteilt sind. Auf der SE-Flanke des Grabens bilden sich die Riffe des Duranguesado in der Verlängerung des Aitzgorri-Massivs (REITNER, 1984), auf der NE-Flanke liegen die Urgonriffe von Guernica und Tolosa. Im absinkenden Teil der NE' Kippscholle befindet sich das Deva-Becken, das

durch eine etwa N-S streichende Störungszone nach NW begrenzt ist. Diese Störungszone entspricht der Alava-Guernica-Diapirlinie (WIEDMANN et al., 1983), auf der sich u.a. der Diapir von Guernica befindet, der sich im Cenoman (BÖSS, 1984) erstmals bemerkbar macht.

Im Alb und Cenoman baut sich NW' des Guernica-Riffs im Gebiet des Cabo Machichaco (zwischen Bermeo und Baquio, s. Abb. 6) ein großes Delta-System in das Biscaya-Becken vor (Profile Nr. 6 und 7, Kap. 2.4.6. und 2.4.7.). Es bezieht sein Material aus einem im N gelegenen Liefergebiet, das bereits VOORT (1964) aufgrund der Transportrichtungen in den turbiditischen Sedimenten des Alb und Cenoman postulierte ("Biscaya-Hoch"). Konglomerate mit Geröllen aus aufgearbeiteten Konglomeraten und unterschiedlichen Rundungsgraden (z.B. Konglomerate von Saturraran und Arminza) lassen darauf schließen, daß hier ältere konglomeratische Sedimente (vermutlich Wealden-Sedimente) unvollständig aufgearbeitet und umgelagert wurden.

Das Machichaco-Delta-System steht in direkter Verbindung zum Deep-Sea-Fan von Arminza, der sich im Alb und Cenoman von N in das Biscaya-Becken vorbaut (Profil Nr. 5, Kap. 2.4.5.) und zu den Slope-Sedimenten unterhalb der Ermita San Pelayo (Profil Nr. 8, Kap. 2.4.8.). In Abb. 45 ist in einer paläogeographischen Rekonstruktion die Faziesverteilung zu Beginn der Becken-Öffnung (etwa im Alb/Cenoman) dargestellt. Der Deep-Sea-Fan von Arminza liegt in direkter Nachbarschaft des Delta-Systems, so daß es das wahrscheinlichste ist, ihn direkt davon abzuleiten. Etwa gleichzeitig mit dem Progradieren dieses Deep-Sea-Fans entstehen in der Nähe submarine Vulkane (Gebiet von Rigoitia, s. Kap. 3.2.3.11.), von denen Olistostrome abgleiten, die sich in die turbiditischen Sedimente von Arminza (im oberen Teil des Profils) einschalten.

Die Urgonriffe an den Beckenrändern stellen zwar noch relative Hochgebiete dar, jedoch sind sie nur noch stellenweise auf Diapirdächern (REITNER, 1982) weiterhin aktiv. Kalkturbidite im Cenoman zeugen von einer teilweisen Abtragung dieser Hochgebiete (z.B. Profil Nr. 9, Gatika, Kap. 2.4.9.).

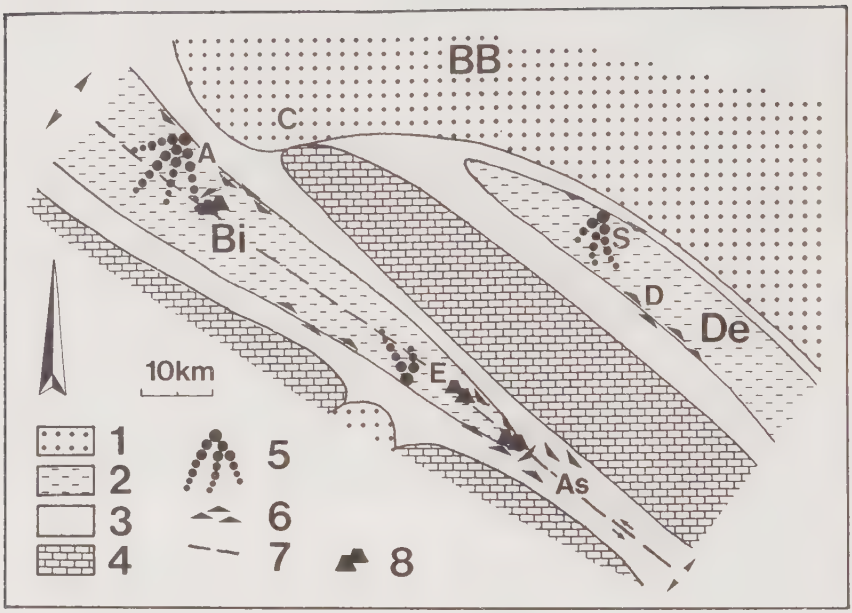


Abb. 45: Paläogeographische Rekonstruktion und Fazieskarte zur Zeit des Alb/Cenoman im Bereich des Biscaya- und Deva-Beckens. A: Arminza, As: Astigarreta, BB: Biscaya-Block, Bi: Biscaya-Becken, C: Cabo Machichaco, D: Deva, De: Deva-Becken, E: Eibar, S: Saturraran; 1: kontinentale Fazies/Abtragungsbereich, 2: Becken, 3: Slope, 4: Urgon-Karbonatplattform/Hochgebiet, 5: Deep-Sea-Fan, 6: Olistostrom, Slump, Debris-Flow, 7: Hauptriftlinie (Biscaya-Störung), 8: Vulkanismus.

Olistostrome, die als isolierte Kalkblöcke in einer Tonsteinmatrix 'schwimmen', sind vom Riffkalk auf der NE' Grabenschulter abgebrochen und am Slope in das Biscaya-Becken gerutscht (an der steileren Seite der Kippscholle). Sie können beträchtliche Größen erreichen und bilden z.T. kleinere Inseln, die der Küste zwischen dem Cabo Machichaco und Baquio vorgelagert sind (z.B. San Juan de Gaztelguache, Isla de Aquech). Das Abgleiten der Olistostrome findet in Zusammenhang mit dem Diapiraufbruch von Baquio statt, an dessen SE-Flanke sich die Kalkblöcke befinden.

Sowohl im Biscaya- als auch im Deva-Becken kommen sehr häufig Toneisensteinlagen oder -konkretionen anstelle des Bouma-D-Horizontes vor (s. Kap. 2.4.5.). Sie enthalten bis über 25 - 30 %

Eisenoxid (Angaben als Fe_2O_3; eigene Messungen; GOMEZ DE LLARENA, 1958) und sind synsedimentär, ähnlich Kalkkonkretionen um zerfallende organische Substanzen als Eisenkarbonat ausgeschieden worden. Messungen des Karbonatgehaltes an der Basis und am Top von E-Horizonten zeigen, daß der pelagische Anteil des E-Horizontes, vor allem wenn dieser relativ mächtig (> 1 m) ist, z.T. kalkfrei vorliegt. Daraus kann jedoch nicht auf eine Bildung unterhalb der CCD geschlossen werden, da in der Nachbarschaft Vulkanite extrudierten, die mit Sicherheit in nicht mehr als 1000 m Wassertiefe, wahrscheinlich sogar sehr viel weniger (s. Kap. 3.2.2.2.), gebildet wurden. Hinzu kommt, daß das Biscaya-Becken zu dieser Zeit noch schmal war und einer hohen Sedimentzufuhr unterlag. Im Bereich des Deep-Sea-Fans von Arminza sind daher Tiefen von über 4000 m, die für CCD erforderlich sind (SCHOLLE et al., 1983) sehr unwahrscheinlich. Eine Ablagerung der Sedimente unterhalb der CCD kann somit mit einiger Sicherheit ausgeschlossen werden und die Kalkfreiheit wird auf eine primär kalkfreie pelagische Sedimentation zurückgeführt.

Woher das Eisen in den D-Horizonten stammt, ist nicht mit Bestimmtheit zu sagen. Als Möglichkeiten bieten sich in erster Linie submarine vulkanische Exhalationen an, jedoch kann auch die Aufarbeitung eisenreicher Sedimente (wie z.B. Eisenooid-Horizonte im Jura (BENKE et al., 1981) oder rotgefärbte, relativ eisenreiche Wealden-Sedimente (TISCHER, 1966; PUJALTE, 1980)) in Frage kommen.

Die vulkanische Aktivität setzt im Oberalb (Vracon) im NW-Teil des Biscaya-Beckens ein (s. Kap. 3.2.3.11. und 3.2.3.12.). In der Folgezeit entstehen im Gebiet von Rigoitia/Fruniz (ab Oberalb), Eibar/Zumarraga (ab Untercenoman) und Vergara (? ab Cenoman) submarine Vulkanbauten, die sich z.T. deutlich über die Beckenebene erheben. Bei Rigoitia sind die Vulkanite etwa 300 m mächtig, bei Eibar über 1100 m. Von diesen 'Seamounts' gleiten Turbiditströme ab, deren Material überwiegend vulkanischen Ursprungs ist. Einzelne vulkanodetritische Lagen können dabei in der Nähe des Eruptionszentrums bis zu 10 m mächtig werden, ihre Mächtigkeit und Komponentengröße nimmt in weiterer Entfernung vom Zentrum (z.B. Profil Nr. 9, Marquina, Kap. 3.2.3.9.) deutlich ab und stellt damit einen Anhaltspunkt

für die Transportrichtung (in diesem Fall von SE nach NW) des vulkanischen Materials dar. Die 'Seamounts' wurden nicht nur durch die oberflächlich austretenden Pillowlaven oder Tuffe, sondern auch durch das Eindringen von Sills in die Schichten darunter aufgebaut (vgl. Kap. 2.4.20.).

Im Untercenoman erreicht der Einbruch des Rift-Grabens auch den SE' Teil des Biscaya-Beckens (Profil Nr. 23, Kap. 2.4.23.). Beginnendes Slumping, Debris-Flows und Olistolithe sind über das ganze Profil verteilt und zeugen von der Nähe zum Slope. Die Olistolithe sind vulkanischen Ursprungs (Kreide-Vulkanite, s. Proben Nrn. 6/61, 40/84, 41/84 und 42/84, Tab. A1) und von dem im NW entstandenen submarinen Vulkan abgeglitten.

Im Obercenoman und Turon geraten durch die verstärkte Subsidenz auch die Liefergebiete für die turbiditischen Sedimente unter Wasser, so daß allmählich nur noch pelagische Sedimente abgelagert werden. Die Förderung der Vulkanite hält dagegen bis an die Grenze Coniac/Santon unverändert weiter an.

Im Santon herrscht fast überall eine relativ ruhige Turbidit-Sedimentation mit Basin-Plain oder auch Outer-Fan Turbiditen vor. Nur im äußersten NW des Gebietes (Profil Nr. 3, Kap. 2.4.3.) entstehen einige für diese Region ungewöhnlich mächtige Turbiditlagen, die allerdings trotz ihrer Dicke (bis über 2 m) nur relativ feinkörniges Material enthalten. Strömungsrichtungen in diesen Ablagerungen zeigen ein Liefergebiet im W des Profils an (Abb. 46). Es handelt sich dabei um die Auswirkungen der Diapiraufstiege von Baquio oder Guernica, in deren Folge die Sedimente auf den Diapirdächern (Sedimente des Machichaco-Delta-Systems) abgetragen und umgelagert werden. Auch der mächtige Debris-Flow in diesem Profil mit seinen vielen verschiedenen Komponenten kann auf diese Weise erklärt werden.

Im Obercampan nimmt die Turbidit-Sedimentation stark zu und erlebt ihren ersten Höhepunkt in Zusammenhang mit der ersten Kompressions-Phase (s. Abb. 3). ENGESER (1985), WIEDMANN et al. (1983) und z.T. BÖSS (1983, 1984) geben für die Turbidite eines Deep-Sea-Fans, der sich zu dieser Zeit im Biscaya-Becken vorbaut, eine Transportrichtung von NW nach SE, MATHEY (1983) und ROSELL et al. (1985) dagegen von E nach W an. Eigene Messungen und die Korrelation benachbarter Profile innerhalb des Deep-

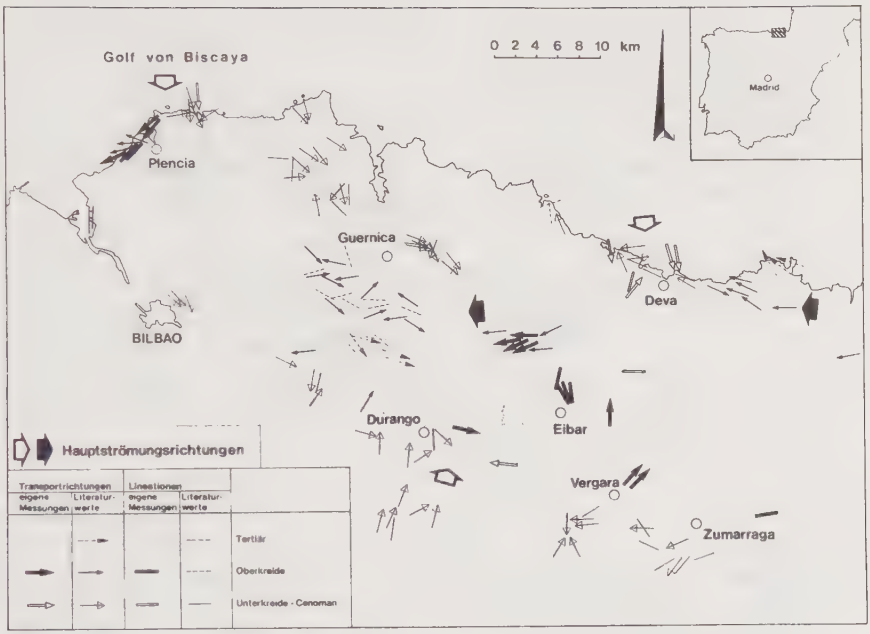


Abb. 46: Transportrichtungen der turbiditischen Sedimente des Biscaya-Synklinoriums und angrenzender Gebiete. Zusammenstellung der eigenen Messungen und Werten aus der Literatur (aus: BÖSS, 1983; WOORT, 1964; RICHTER, 1965; MATHEY, 1983; BADILLO et al., 1983).

Sea-Fans (Profile Nr. 11, 13 und 15, Kap. 2.4.11., 2.4.13. und 2.4.15.) sprechen ausnahmslos für einen Transport von E nach W (Abb. 46) in Übereinstimmung mit MATHEY (1983) und ROSELL et al. (1985). Die Angaben von BÖSS (1983, 1984), die im übrigen zu mehr als ein Drittel ebenfalls einen E-W-Transport anzeigen, konnten nicht nachvollzogen werden, da an den in seiner Karte eingetragenen Stellen nur Lineationen, jedoch keine eindeutigen Richtungen gemessen werden konnten.

Nach dem plattentektonischen Modell (s. Kap. 7.6.) kommt es im Obercampan E' des Biscaya-Beckens schon zu Kollision und Heraushebung, so daß ein E-W-Transport auch aus diesem Grunde sehr viel sinnvoller ist als einer von NW nach SE. Die stark sandigen Turbidite des Biscaya-Beckens lassen sich außerdem schlecht aus einem Schelfbereich mit überwiegend karbonatischen Sedimenten

ableiten, wie es bei einem NW-SE-Transport mit einem Ursprung im Vitoria-Estella-Becken der Fall wäre (ENGESER, 1985: Abb. 62). Viel einfacher ist es, die im E bereits herausgehobenen Regionen als Liefergebiete anzunehmen. Für die Heraushebung spricht im übrigen, daß die Sedimentation in den Flyschbecken von Vera de Bidasoa und direkt S' des Cinco-Villas-Massivs ("Zone intermediaire") spätestens im Obercampan endet (RICHTER, 1965; SCHWENTKE, i.V.).

Das Zumaya-Becken, in dem übereinstimmend Transportrichtungen von E nach W beschrieben werden (RICHTER, 1965; CRIMES, 1976; VAN VLIET, 1978; HANISCH, 1978; MATHEY, 1983; ENGESER, 1985; ROSELL et al., 1985) wird hier in einer neuen Interpretation, auf die in Kap. 6.3. näher eingegangen wird, als eine nach N überschobene Decke angesehen. Sie hat ihre Wurzelzone S' des Biscaya-Beckens und gehört während der Sedimentation als S' Teilbecken zu diesem (Abb. 47). Da es unwahrscheinlich ist, daß in diesem Sedimentationsraum mit sehr unterschiedlichen Liefergebieten zwei faziell gleiche Deep-Sea-Fan-Systeme mit entgegengesetzten Strömungsrichtungen entstehen, ist ein E-W-Transport im Biscaya-Becken auch in diesem Fall sinnvoller.

Ein sedimentologisch-fazieller Vergleich des Biscaya- und Zumaya-Beckens offenbart eine starke Ähnlichkeit in der Ausbildung und Zusammensetzung der Sedimente. Die Schichtfolge im Zumaya-Profil beginnt im Turon und Coniac mit pelagischen Kalken ("Aichuri-Kalk": HERM, 1965; MATHEY, 1982) und geht dann nach einer Störung in turbiditische Sedimente des Campan über, die nach oben hin an Mächtigkeit und Häufigkeit leicht zunehmen. Im Biscaya-Becken kommen im Coniac ebenfalls pelagische Kalke vor, die denen von Zumaya faziell entsprechen (s. Profil Nr. 3, Kap. 2.4.3.). Auch die turbiditischen Sedimente im Campan mit "thickening und coarsening upward" Sequenzen lassen sich hier wiedererkennen, sie gehören allerdings teilweise einem proximaleren Bereich eines Deep-Sea-Fans an. Noch deutlicher wird die Übereinstimmung im Obermaastricht und Paläozän mit faziell nicht mehr voneinander zu unterscheidenden Schichten wie z.B. dem roten Paläozän-Kalk (vgl. Profile Nr. 9, 13, 15, Kap. 2.4.9., 2.4.13., 2.4.15. und LAMOLDA et al., 1983b).

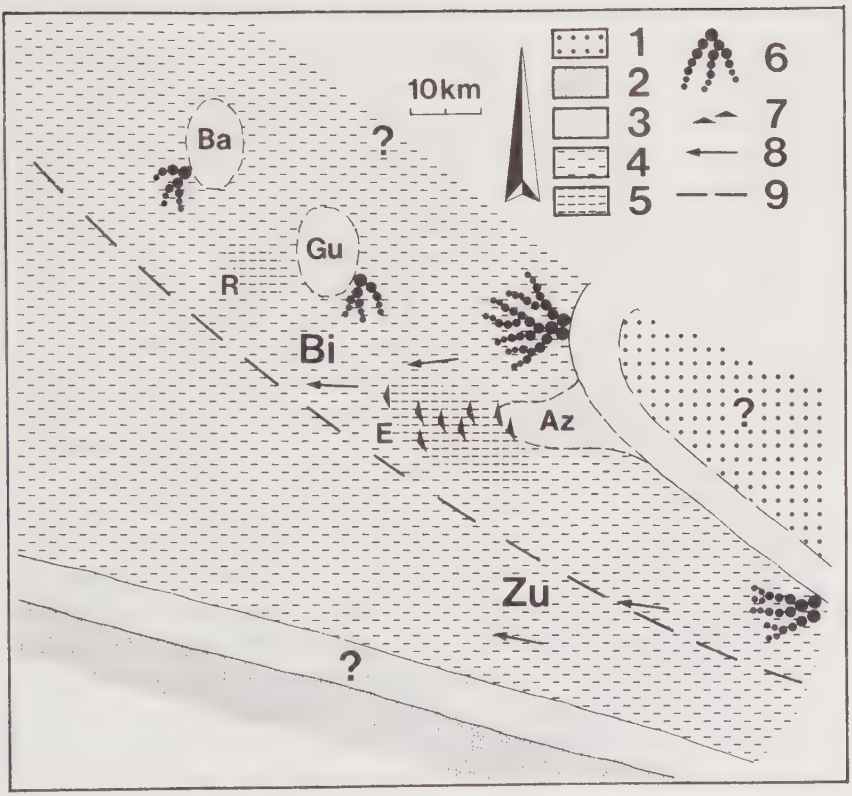


Abb. 47: Paläogeographische Rekonstruktion und Fazieskarte zur Zeit des Obercampan/Untermaastricht im Bereich des Biscaya- und Zumaya-Beckens. Az: Azpeitia-Diapir, Ba: Baquio-Diapir, Bi: Biscaya-Becken, E: Eibar, Gu: Guernica-Diapir, R: Rigoitia, Zu: Zumaya-Becken; 1: Abtragungsgebiet, 2: Schelf, 3: Slope, Diapirdach, 4: Becken, 5: durch Vulkanite aufgebaute Seamounts, 6: Deep-Sea-Fan, 7: Slumps, Debris-Flows, 8: Hauptströmungsrichtung, 9: Biscaya-Störung.

Im Untermaastricht macht sich in der Gegend von Munguia der fortgesetzte Aufstieg des in NE' Nachbarschaft liegenden Diapirs von Baquio bemerkbar (Abb. 47). Es kommt zur Bildung von Kalkturbiditen, die überwiegend als dünnbankige Basin-Plain Turbidite, z.T. jedoch auch in etwas dickbankigerer Form (gedeutet als Outer-Fan Bereich) vorliegen (Profile Nr. 9 und 10, Kap. 2.4.9.,

2.4.10.). Allerdings kann ein Zusammenhang mit dem Diapiraufstieg nur vermutet werden, da hier keine weiteren Sedimentstrukturen, wie z.B. Strömungsmarken gefunden wurden.

Kalkturbidite ersetzen im Maastricht auch im Bereich von Marquina (Profil Nr. 15, Kap. 2.4.15.) allmählich die Sandturbidite des Obercampan. Als Liefergebiet kommt dafür das Diapirdach des Guernica-Diapirs in Frage. In der "Hintergrundsedimentation" zeichnet sich hier wie in den anderen Profilen die im Maastricht im ganzen Basko-Kantabrischen Becken zu beobachtende erneute Pelagisierung ab, die auch im Biscaya-Becken zur Sedimentation von pelagischen Mergeln im Obermaastricht führt.

Die Kreide-Tertiär-Grenze ist durch die roten Paläozän-Kalke an vielen Stellen deutlich markiert (z.B. Profile Nr. 9, 13, 15, Kap. 2.4.9., 2.4.13., 2.4.15.; vgl. LAMOLDA et al., 1983b, WIEDMANN et al., 1983; HERM, 1965; KOPP, 1964). Stellenweise haben sich später tertiäre Channel-Systeme in diesen Übergang eingeschnitten und bis in die Maastricht-Turbidite hineingegraben (z.B. Profil Nr. 11, Kap. 2.4.11.). Bei Eibar ist an der Kreide-Tertiär-Grenze eine Sonderentwicklung zu beobachten, die im Übergangsbereich zu Debris-Flows (Obermaastricht) und proximalen Kalkturbiditen (Paläozän) führt (Profil Nr. 20, Kap. 2.4.20.). Die in diesem stratigraphischen Niveau gewöhnlich vorkommenden roten Kalke werden hier durch schwach rötliche Tonsteine mit einer Mächtigkeit von 10 - 15 m vertreten. ENGESER (1985) leitet die Debris-Flows und Kalkturbidite von den durch die Vulkanite aufgebauten Seamounts ab, man muß jedoch annehmen, daß sie von einem Diapiraufbruch in der Nähe stammen, da nur so ältere Gesteine als solche, die man auf den Seamounts erwartet, als Komponenten erklärt werden können.

Den Abschluß der Sedimentation bilden sowohl im Biscaya- als auch im Zumaya-Becken grobklastische turbiditische Schüttungen, die z.T. erosiv in die darunter liegenden Sedimente eingreifen (s.o.). Im NW-Teil des Biscaya-Beckens liegen sie in ungestörter Folge, lediglich zu einer Mulde gefaltet, in einer Mächtigkeit von ca. 1000 - 1200 m vor.

3. Die vulkanischen Gesteine

Die vulkanischen Gesteine des Biscaya-Synklinoriums und der angrenzenden Gebiete gliedern sich in zwei große Gruppen, die durch verschiedene Entstehungsalter definiert sind. Zu der älteren Gruppe gehören Ophite, die zeitlich in die Trias gestellt werden und vor allem im Zusammenhang mit Diapiraufbrüchen an die Oberfläche gelangten. Sie werden im Folgenden als "Trias-Ophite" bezeichnet. Die jüngere Gruppe stellt einen Vulkanitkomplex aus der mittleren bis oberen Kreide dar, der räumlich auf das Biscaya-Synklinorium begrenzt ist und hier z.T. sehr hohe Mächtigkeiten erreichen kann. Lediglich ein kleines Vorkommen mit zwei ca. 15 cm mächtigen vulkanoklastischen Lagen ist außerhalb des Biscaya-Synklinoriums aus der Nähe von Zumaya (s. Abb. 6) bekannt. Diese Gruppe wird im folgenden als "Kreide-Vulkanite" zusammengefaßt.

3.1. Bisherige Bearbeitungen

Die früheste Arbeit, die sich mit dem Magmatismus im Basko-Kantabrischen Raum befaßt, stammt schon aus dem vorigen Jahrhundert von ADAN DE YARZA (1879). Die verschiedenen magmatischen Gesteine sind von ihm insgesamt als Ophite zusammengefaßt und in eine erste geologische Karte im Maßstab 1 : 400 000 eingetragen worden.

3.1.1. Trias-Ophite

LAMARE (1922) unterscheidet als Erster kretazische und triassische Vulkanite. RICHTER (1930) und RICHTER & TEICHMÜLLER (1933) beschreiben konkordant liegende ophitische Laven in triassischen Sedimenten der Keltiberischen Ketten und untermauern damit die zeitliche Einstufung der Ophite in die Trias. Mit den Ophiten befaßt sich auch SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1935), der eine erste detailliertere petrographische Beschreibung liefert. Da die in Diapiren auftretenden Gesteine meistens in rötlichen Keupertonsteinen eingeschlossen sind (BRINKMANN & LÖTGERS, 1967; KIND, 1967; HEMPEL, 1967; v.STACKELBERG, 1967; PFLUG, 1967), wird angenommen, daß sie mit den konkordant liegenden Laven in den

iberischen Ketten zeitgleich entstanden sind. Im Diapir von Poza de la Sal (Nordspanien, Prov. Burgos) werden auch pillowähnliche Strukturen beschrieben, die auf eine effusive Bildung hindeuten; stratigraphisch werden die hier vorkommenden Ophite in den oberen Keuper gestellt (HEMPEL, 1967; KIND, 1967). SAN MIGUEL DE LA CAMARA & PEDRO HERRERA (1955) führen die ersten 6 geochemischen Analysen von Trias-Ophiten verschiedener Herkunftsgebiete in Spanien durch.

3.1.2. Kreide-Vulkanite

3.1.2.1. Stratigraphie und allgemeine Beschreibungen

LAMARE (1922, 1935, 1936) beschäftigt sich mit den Kreide-Vulkaniten und deutet schon ihre submarine Entstehung als "basaltos espiliticos submarinos" und mögliche sekundäre Veränderungen an. In einer späteren Arbeit beschreibt SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1952) verschiedene Arten von kretazischen Effusivgesteinen: Trachyte aus der Gegend von Bilbao, Andesite, Dolerite und Basalte von diversen Fundpunkten innerhalb des Biscaya-Synklinoriums. Als Entstehungsalter gibt er Kreide und z.T. Tertiär an. Die ersten präziseren Altersangaben gibt RAT (1959) in seinem umfassenden monographischen Werk über die kretazischen Gesteine des Basko-Kantabrischen Raumes. Er stuft den Beginn der Eruptionen ins Obercenoman ein und nimmt an, daß sie sich bis zum Turon, möglicherweise auch bis ins Coniac hinein fortsetzen. KOPP (1964) erwähnt andesitische Laven im Profil von Arminza (NW' Guernica) und schließt aus basischen Eruptivgeröllen aus einem Cenoman-Konglomerat bei Lemoniz (bei Arminza) auf die Existenz eines praecenomanen Effusivzyklus. Einem Trias-Ophit-Komplex am Playa de Laga (N' von Guernica, am Cabo Ogoño, s. Abb. 2) schreibt er aufgrund kaustischer Veränderungen von Kalkmergeln ein posturgones Alter zu. JEREZ MIR (1968a) vermutet auch im Maastricht noch vulkanische Aktivitäten.

ROSSY et al. (1979), MATHEY (1982, 1983) und LAMOLDA et al. (1983a) datieren die vulkanischen Ereignisse nach neueren mikropaläontologischen Untersuchungen und stufen sie regional unterschiedlich zwischen Oberalb und Untersanton ein. Im Gegensatz zu WIEDMANN & BÖSS (1984) klären sie nicht die Frage, ob es sich dabei um In- oder Extrusionen handelt. WIEDMANN & BÖSS

(1984) stellen in der jüngsten Arbeit zur Alterseinstufung der Vulkanite neue Ammonitenfunde aus dem Biscaya-Synklinorium vor und geben anhand ihrer Funde Untercenoman Alter für gesicherte Extrusiva aus einem Aufschluß bei Rigoitia-Eliza in der Nähe von Guernica (s. Abb. 6) an. Frühere Extrusionen lassen sich nach ihrer Meinung im Augenblick nicht belegen. Das Fortbestehen des Vulkanismus im Biscaya-Synklinorium bis ins Coniac hinein schließen sie aus Verzahnungen von roten Coniac-Mergeln mit Vulkaniten in der unmittelbaren Nachbarschaft des von ihnen bearbeiteten Profils.

Eine detailliertere Beschreibung einzelner Aufschlüsse im südöstlichen Teil des Biscaya-Synklinoriums zwischen Zumarraga, Vergara, Azcoitia und Eibar (s. Abb. 2) geben CUEVAS et al. (1981). Die verschiedenen vulkanischen Erscheinungsformen mit massigen Basaltlagen, Pillowbasalten, Säulenbasalten, Pahoe-hoe Laven und vulkanoklastischen Gesteinen und deren mineralogische Zusammensetzungen werden untersucht. ROSSY (1974) deutet Trachyte, die in Brekzien an verschiedenen Stellen des Biscaya-Synklinoriums gefunden wurden, als magmatische Differentiationsprodukte. Weitere Arbeiten über Kreide-Vulkanite aus dem Gebiet des Biscaya-Synklinoriums beziehen sich auf Einzellokalitäten: JEREZ MIR (1968a) beschreibt einige Aufschlüsse bei Arrate (oberhalb von Eibar) mit Pillowstrukturen, ROSSY (1970) unterscheidet in einem Steinbruch bei Fruniz vier verschiedene Basaltströme und BÖSS (1983) untersucht Vulkanite im Gebiet des Diapirs von Guernica.

3.1.2.2. Geochemie und tektonischer Zusammenhang

Bisher liegen nur wenige geochemische Untersuchungen von Kreide-Vulkaniten aus dem Biscaya-Synklinorium vor und die meisten von ihnen beschränken sich auf die Hauptelemente (ROSSY, 1970, 1974; CUEVAS et al., 1981; BÖSS, 1983). Mit Hilfe des $(Na_2O+K_2O)/SiO_2$ Diagramms (MACDONALD & KATSURA, 1964; IRVINE & BARAGAR, 1971) unterscheiden CUEVAS et al. (1981) und BÖSS (1983) bereits Alkali-Basalte und Tholeiite. Spurenelementdaten finden sich bei beiden, jedoch wendet sie lediglich BÖSS (1983) in einigen wenigen Diskriminierungs-Diagrammen, beschränkt auf Zr und Ti an. Ein Teil der Ergebnisse der vorliegenden Arbeit, insbesondere die Anwen-

dung geochemischer Diskriminierungs-Diagramma auf der Basis von Spurenelementdaten wurde vor kurzem bereits veröffentlicht (MESCHEDE, 1985).

AZAMBRE & ROSSY (1978) und AZAMBRE et al. (1981) stellen das Aufdringen der Vulkanite in den westlichen Pyrenäen und dem angrenzenden "Baskischen Bogen" in einen Zusammenhang mit Rift- und Kompressionsphasen im Rahmen der Pyrenäenorogenese. ENGESER et al. (1984) führen den Magmatismus auf tiefreichende Brüche im Bereich eines Transcurrentstörungs-Systems zurück, das durch Rifting im Biscaya-Ozean und die dadurch ausgelöste Strike-Slip-Tektonik verursacht wird.

3.2. Vorkommen, Lagerungsverhältnisse und Stratigraphie der Kreide-Vulkanite

In die mittel- bis oberkretazischen Sedimente des Biscaya-Synklinoriums ist eine stellenweise bis über 1000 m mächtige Abfolge von vulkanischen Gesteinen eingeschaltet, deren synsedimentäre Entstehung durch häufig vorkommende Pillowstrukturen mit unveränderten Sedimenten als Auflage belegt wird. Mit großer Wahrscheinlichkeit gleich alt oder nur unwesentlich jünger sind die Intrusivgesteine, die im liegenden Teil der Vulkanite häufig in mehrere Meter mächtigen Sills und seltener im hangenden Teil in dünneren Dikes, jedoch nicht in den auflagernden jüngeren Sedimenten auftreten.

3.2.1. Regionale Verteilung

Ihre größte Verbreitung haben die Kreide-Vulkanite im östlichen bis südöstlichen Teil des Biscaya-Synklinoriums in einem Gebiet, das von den Orten Eibar, Elgoibar, Azcoitia und Zumarraga als Eckpunkten begrenzt wird (s. Abb. 2). In diesem Bereich kommen auch die Schichtpakete mit über 1000 m Mächtigkeit vor. Das zweite Hauptgebiet der vulkanischen Aktivität ist die Gegend von Guernica und Rigoitia, wo vor allem machtige Pillowbasaltlagen zu finden sind. Die Gesamtmächtigkeiten der Vulkanitlagen erreichen hier maximal etwa 300 - 350 m. Ein weiteres kleineres Vorkommen von Pillowbasalten und -brekzien ist in der Gegend

von Vergara aufgeschlossen. Auf der SW-Flanke und im äußersten SE' Zipfel des Biscaya-Synklinoriums gibt es nur vereinzelt Vulkanitvorkommen, die entweder als Intrusivkörper vorliegen oder als kleine isolierte Körper von 2 bis über 10 m Ausdehnung in mergeligen Sedimenten vorkommen. S' von Vergara bei Anguiozar, S' von Durango und N' von Bilbao lassen sich Intrusivkörper über längere Strecken hinweg verfolgen, während z.B. bei Amorebieta oder bei Astigarreta kleine, z.T. eindeutig als Olistolithe identifizierbare Vulkanitkörper auf engem Raum begrenzt sind.

Das einzige außerhalb des Biscaya-Synklinoriums bekannte Vorkommen von Kreide-Vulkaniten im Basko-Kantabrischen Becken sind zwei ca. 10 - 15 cm mächtige Tufflagen in einem Aufschluß an der Straße zwischen Zumaya und Iciar (N 634, km 35).

3.2.2. Gesteinsgruppen

Nach der Art ihres Auftretens lassen sich die Vulkanite in drei Haupt- und mehrere Untergruppen einteilen:

1) feinkörnige und doleritische Basalte
   - massige Basalte
   - Basalte mit säuliger Absonderung
   - Sills
   - Dikes
2) Pillowbasalte
   - Basalte mit zusammenhängenden Pillowstrukturen
   - Pillowbrekzien
3) Vulkanoklastische Gesteine
   - Monomikte Brekzien
   - Polymikte Brekzien
   - Tuffe, Tuffturbidite

Die Häufigkeitsverteilung der unterschiedlichen Vulkanitgruppen läßt sich nur im Profil entlang der Autobahn (Profil Nr. 7, s. Kap. 3.2.3.7.) einigermaßen repräsentativ ermitteln, da die an dieser Stelle über 1000 m mächtige Vulkanitabfolge zu etwa 80 % aufgeschlossen ist. Hier zeigt sich das folgende Bild:

Gruppe 1: ca. 20 % (Sills, feinkörnige und doleritische Basalte ca. 15 %, Dikes ca. 5 %)

Gruppe 2: ca. 35 % (Pillowbasalte ca. 25 %, Pillowbrekzien ca. 10 %)

Gruppe 3: ca. 45 %.

3.2.2.1. Feinkörnige und doleritische Basalte

In fast allen Vorkommen von Kreide-Vulkaniten sind feinkörnige und doleritische Basalte zu finden, die schichtparallel liegen und häufig scharf begrenzte Ober- und Unterseiten haben. Die meisten von ihnen dürften als Sills oder Dikes in die Schichtfolge aus Sedimenten und Vulkaniten intrudiert sein, doch gibt es auch Hinweise auf eine oberflächliche Bildung einzelner massiver Basaltlagen, z.B. wenn diese zwischen zwei Pillowbasaltlagen eingeschlossen sind und die Ober- und Unterseiten nicht genau abzugrenzen sind.

Als Hinweis auf eine intrusive Entstehung können die Ausbildung grobkörniger Dolerite, wie sie vor allem in den unteren Teilen der Vulkanitprofile auftreten, und verquetschte Sedimente im Kontaktbereich angesehen werden. In einigen Fällen sind auch die Eindringfronten von Sills auf geschlossen. In Taf. 1, Abb. 1 und 2 ist ein etwa 1,5 m mächtiger Sill aus dem unteren Teil des Profils Nr. 7 (s. Kap. 3.2.3.7.) mit den auseinandergebogenen und z.T. abgeschnittenen Sedimentlagen im Bereich seiner Eindringfront abgebildet.

Die Intrusionen erreichen Mächtigkeiten bis etwa 20 m und sind als Sills in den unteren Teilen der Vulkanitprofile häufiger anzutreffen als in den oberen, wo sich mehr Dikes finden (vgl. dazu Abb. 58, Kap. 3.2.3.7.). Die Dikes werden nur bis maximal etwa 1 m mächtig und durchschlagen innerhalb der Vulkanitabfolgen Pillowbasalte, vulkanoklastische Gesteine, Sedimente und manchmal auch feinkörnige oder doleritische Basalte. In den über den Vulkaniten folgenden Sedimenten tauchen sie jedoch nicht mehr auf und bezeugen damit ihre mit den Pillowbasalten zeitgleiche Entstehung.

Im oberen Randbereich der Basalte treten oftmals längliche, meistens senkrecht zur Oberfläche angeordnete Blasenhohlräume auf, die noch die Wanderungsrichtung der Blasen im Gestein vor der Erstarrung erkennen lassen. Zur Mitte der Lagen hin vergröbern sich die Kristalle zunehmend und Pyroxene oder Plagioklase können teilweise bis über 1 cm groß werden.

In einem Straßenaufschluß bei Rigoitia und in einem Steinbruch etwa 1,5 km W' von Fruniz (an der Straße Guernica - Munguia)

treten säulig absondernde Basalte auf (Profile 11 und 12, s. Kap. 3.2.3.11. und 3.2.3.12.). Bei Fruniz werden die Lagen mehr als 30 m mächtig und sind nach ROSSY (1970) das Produkt von vier verschiedenen, übereinanderliegenden Basaltströmen. Die zwischen diesen vorkommenden fossilführenden Mergel liegen ungestört im Kontakt zu den Basaltströmen und deuten damit auf deren oberflächliche Bildung hin.

3.2.2.2. Pillowbasalte

Die Mächtigkeiten einzelner Lagen von Pillowbasalten schwanken zwischen weniger als 1 m bis über 50 m. Die Liegendgrenzen sind meistens scharf und passen sich dem vorhandenen Relief an, während die Hangendgrenzen sehr unregelmäßig sind (Taf. 1, Abb. 3) und entsprechend der buckligen Form von Pillowbasalten viele Taschen und Zwickel bilden, die von Mergeln oder pyroklastischem Material ausgefüllt werden; z.T. sind die Hohlräume zwischen den einzelnen Pillows auch erst später durch Kalzitfüllungen geschlossen worden. Die Sedimente in den Zwischenräumen der Pillows belegen die Zeitgleichheit von Vulkanismus und Sedimentation.

Die Pillows haben sehr unterschiedliche Durchmesser, meistens liegen sie etwa zwischen 30 und 50 cm, können aber durchaus auch 2 m erreichen. In vielen Fällen lassen sich im Querschnitt radial angeordnete Blasenhohlräume erkennen. In Taf. 1, Abb. 4 ist ein etwa 2 cm dicker äußerer Rand ohne Blasen zu erkennen, der auf eine schnelle äußere Abkühlung zurückzuführen ist und die nach außen strebenden Blasen im noch flüssigen inneren Teil zurückhielt. Die Blasenhohlräume sind heute meistens kalzitisch oder chloritisch ausgefüllt.

Der Blasengehalt der Pillowlaven ist unterschiedlich hoch und variiert schon innerhalb eines einzelnen Pillows sehr stark. Insgesamt gesehen sind die Pillowbasalte jedoch eher als blasenreich zu bezeichnen. Ungenaue, weil auf kleine Abschnitte beschränkte quantitative Bestimmungen ergaben Gehalte von 5 % bis über 50 %, wobei die blasenreichsten Laven im hangenden Teil der Profile bei Placencia und zwischen Eibar und Elgoibar (Profile Nr. 6 und 6, s. Kap. 3.2.3.6. und 3.2.3.7.) auftreten.

Nach MOORE (1965) und DUFFIELD (1979) erlauben die Blasengehalte subaquatisch gebildeter Laven eine begrenzte Aussage zur Paläobathymetrie. Nach ihrer Korrelation von Wassertiefe und Blasengehalt dürften einige der jüngeren Vulkanite des Biscaya-Synklinoriums mit einem sehr hohen Blasenanteil unter einer Wasserbedeckung von allerhöchstens 1000 m, wahrscheinlich jedoch wesentlich weniger, gebildet worden sein. Dafür sprechen außerdem die sehr häufig auftretenden vulkanoklastischen Gesteine, die sich nach FISHER (1984) nicht unterhalb eines von ihm beschriebenen Druck-Kompensations-Niveaus ("pressure compensation level (PCL)") bilden. Für basischere Gesteine, wie im Fall der Kreide-Vulkanite, liegt diese untere Grenze um etwa 500 m Wassertiefe, sicher jedoch nicht unter 1000 m.

Von den anderen Autoren (CUEVAS et al., 1981; ROSSY, 1974) werden in diesem Zusammenhang auch subaerisch gebildete Pahoehoe-Laven im Biscaya-Synklinorium beschrieben, die jedoch trotz intensiver Suche nicht wiedergefunden werden konnten. Pahoehoe-Laven stellen jedoch nach JONES (1968) keinen eindeutigen Hinweis auf subaerische Bildung dar, so daß, selbst wenn solche Strukturen vorhanden sein sollten, eine ständige Wasserbedeckung der Vulkanbauten im Biscaya-Synklinorium möglich und wahrscheinlich ist, denn dieses Becken war während der vulkanischen Aktivität insgesamt einer starken Subsidenz unterworfen.

Die Spitze der untermeerischen Vulkane kam in der Gegend von Eibar und Placencia und auch im Gebiet von Guernica wahrscheinlich bis in die Nähe der Wasseroberfläche, echte subaerische Bildungen konnten jedoch nicht nachgewiesen werden.

Zwischen den Pillowbasalten und Pillowbrekzien, die strenggenommen zu den vulkanoklastischen Gesteinen gehören, gibt es sämtliche Übergänge, wie es in Taf. 1, Abb. 5 - 7 von ungestört zusammenhängenden bis hin zu völlig brekzisierten Pillows gezeigt wird. Nach FISHER (1961, 1966) kann man diese Brekzien als Autoklastite bezeichnen (vgl. dazu Kap. 3.2.2.3.). Übergänge von zusammenhängenden Pillows zu Brekzien mit Pillowfragmenten beschreiben auch CARLISLE (1963) und FURNES & FRIDLEIFSSON (1979).

Die Bildung der Pillowbrekzien wird von FURNES & FRIDLEIFSSON (1979) mit dem mechanischen Zerbrechen der Pillowlava während ihres gravitativen Abgleitens auf instabilen Hängen aus Hyaloklastit erklärt. Dafür ist eine Hangneigung von mindestens 15° erforderlich. An der Austrittsstelle des Magmas kann es zusätzlich zu einem sog. "bulldozing effect" kommen, d.h. daß intrudierendes Magma die schon vorhandenen erkalteten Pillows beiseite drückt und sie dabei zerbricht.

MOORE (1975) beschreibt das Zerbrechen der Pillows unmittelbar nach ihrer Entstehung durch Implosionen der im Innern noch flüssigen Körper. Die noch dünne neugebildete Kruste kann dem äußeren Wasserdruck nicht mehr standhalten und zerbricht. Dadurch kommt wiederum flüssige Lava mit Wasser in Berührung und ermöglicht so die Bildung von Hyaloklastit. Daraus entsteht schließlich ein Gemenge von Pillows, Pillowfragmenten und Hyaloklastit.

Der Erklärung von FURNES & FRIDLEIFSSON (1979) wird hier der Vorrang vor allem wegen der graduellen Übergänge von Pillowlaven zu Pillowbrekzien gegeben, die nicht mit Implosionen erklärt werden können. Durch den MOORE (1975) beschriebenen Vorgang müßten oben und unten mehr oder weniger gleichartige Pillowbrekzien entstehen. Das ist in den untersuchten Vulkaniten jedoch nicht der Fall. Darüber hinaus muß das von FURNES & FRIDLEIFSSON (1979) geforderte steile Relief für die Kreide-Vulkanite auch aus anderen Gründen angenommen werden (s.u.).

Die Pillowbrekzien erreichen im Biscaya-Synklinorium Mächtigkeiten bis über 40 m. Sie haben unten und oben meistens keine scharfe Grenze, da sie mit Pillowbasalten im Liegenden und mit Brekzien im Hangenden graduelle Übergänge bilden.

CUEVAS et al. (1981) konstruieren eine synthetische Sequenz einer Periode vulkanischer Aktivität. Sie beginnt im Liegenden mit massigen Basalten und/oder Pillowlaven, darüber folgen Pillowbrekzie, vulkanische Brekzie, Tuffe und Kalke mit Chertlagen. Primär zusammen gehören davon jedoch nur Pillowbasalte, die darüber folgende Pillowbrekzie und die vulkanische Brekzie, sofern sie ebenfalls aus Bruchstücken von Pillows besteht.

Alle anderen vulkanoklastischen Gesteine und die massigen Basalte können unabhängig davon auftreten, so daß eine Abfolge in der beschriebenen Reihenfolge rein zufällig wäre. Tatsächlich kommen in den Profilen auch nur Pillowlaven, Pillowbrekzien und vulkanische Brekzien mit Pillowbruchstücken wiederholt zusammenhängend vor.

3.2.2.3. Vulkanoklastische Gesteine

Nach der von FISHER (1961, 1966) vorgeschlagenen Einteilung vulkanoklastischer Gesteine lassen sich drei bzw. vier genetisch unterschiedliche Arten unterscheiden:

Pyroklastite: Auswurfprodukte aus Vulkanschloten (subaerisch oder subaquatisch). Primäre Pyroklastite liegen noch an ihrem ursprünglichen Ablagerungsort, während sekundäre Pyroklastite umgelagert wurden. Zwischen den letzteren und Epiklastiten bestehen Übergänge.

Vulkanische Epiklastite: Verwitterungsprodukte von Vulkaniten, umgelagerte Lockerprodukte, z.T. vermischt mit Sedimenten.

Autoklastite: Durch mechanisches Zerbrechen oder durch Entgasungsexplosionen während des Lavaausflusses gebildete Fragmente.

Hyaloklastite: Varietät der Autoklastite; glühende Lava kommt mit Wasser oder wassergesättigten Sedimenten in Berührung und läßt durch die plötzlich Abkühlung die neugebildeten Krusten sofort wieder zerbrechen.

<table>
<tr><th>Korngröße</th><th>Autoklastite</th><th colspan="2">Pyroklastite</th><th>Epiklastite</th></tr>
<tr><td>(mm)
256</td><td rowspan="2">Fließbrekzie

Autobrekzie
Intrusions-
brekzie</td><td colspan="2">pyroklastische
Brekzie

Agglomerat</td><td rowspan="2">epiklastische
vulkanische
Brekzie

epiklastisches
vulkanisches
Konglomerat</td></tr>
<tr><td>64</td><td colspan="2">Lapillistone</td></tr>
<tr><td>2</td><td rowspan="3">Tuffisit</td><td>grob</td><td rowspan="3">Tuff</td><td>epiklastischer
vulkanischer
Sandstein</td></tr>
<tr><td>1/16</td><td rowspan="2">fein</td><td>epiklastischer
vulkanischer
Siltstein</td></tr>
<tr><td>1/256</td><td>epiklastischer
vulkanischer
Tonstein</td></tr>
</table>

Tab. 3: Einteilung der vulkanoklastischen Gesteine (verändert nach FISHER, 1961)

Innerhalb dieser Gruppen lassen sich verschiedene Korngrößen unterscheiden. In Tab. 3 ist eine Übersicht über die Bezeichnungen in den drei Hauptgruppen bei unterschiedlichen Korngrößen gegeben.

Im Biscaya-Synklinorium lassen sich die in der folgenden Tab. 4 zusammengestellten vulkanoklastischen Gesteine nach Korngröße, Zusammensetzung und Entstehung unterscheiden:

Tab. 4: Vulkanoklastische Gesteine des Biscaya-Synklinoriums

1) Pillowbrekzien (Taf. 1, Abb. 5 - 7)
autoklastisch, aus z.T. noch zusammenhängenden Pillowfragmenten (s. Kap. 3.2.2.2.)

2) Monomikte Brekzien (Taf. 1, Abb. 8)
a) autoklastisch: aus Pillowfragmenten, Korngrößen bis >0,5 m, Bankmächtigkeiten von <1 m bis >10 m.
b) pyroklastisch: aus z.T. fest verbackenen Komponenten bis 3 cm Korngröße, Bankmächtigkeiten von <0,5 m bis >3 m.

3) Polymikte Brekzien (Taf. 2, Abb. 1 - 3)
I) pyro- und epiklastisch, aus verschiedenartigem vulkanischen Material zusammengesetzt, Korngröße bis ca. 30 cm, Komponenten meistens kantig, mit zunehmender Entfernung vom Ursprungsort rundlicher
a) mit normaler Gradierung: Bankmächtigkeiten von <10 cm bis >5 m (Taf. 2, Abb. 3)
b) mit inverser Gradierung: Bankmächtigkeiten von <3 m bis ca. 10 m
c) ohne erkennbare Gradierung: Bankmächtigkeiten von <10 cm bis >5 m, vereinzelt rinnenförmige Ausfüllungen (Taf. 2, Abb. 1)

II) pyro- und epiklastisch, aus verschiedenartigem vulkanischen Material vermischt mit aufgearbeiteten Gesteinen zusammengesetzt, Korngröße bis ca. 30 cm, z.T. gradiert, Bankmächtigkeiten von <10 cm bis >5 m
a) mit Gesteinen aus dem tieferen Untergrund (Quarzite) (Taf. 2, Abb. 2)
b) mit mehr oder weniger gleichzeitig entstandenen Sedimentgesteinen

4) Tuffe, Tuffturbidite (Taf. 3, Abb. 1)
pyro- und epiklastisch, feinkörniges vulkanisches Material, Korngröße ≤ 2 mm, Bankmächtigkeiten bis ca. 20 cm, häufig gradiert, fein geschichtet, z.T. schräggeschichtet; Übergang pyro-/epiklastisch fließend, Unterscheidung nicht möglich.

3.2.2.3.1. Monomikte Brekzien

Typ a (s. Tab. 4) besteht aus Pillowfragmenten, die meistens sehr stark blasig sind. Er kommt in der schon beschriebenen Sequenz aus Pillowbasalten, Pillowbrekzien und Brekzien aus Pillowfragmenten vor und gehört daher genetisch zu den Autoklastiten (s. Kap. 3.2.2.2.). In den obersten 20 - 50 cm einer Lage ist er häufig gradiert.

Typ b bildet sehr harte Bänke und setzt sich aus feinkörnigen, selten blasigen Komponenten mit sehr unregelmäßigen Umrissen zusammen. Die Komponenten sind z.T. fest miteinander verbacken und zeigen Strukturen, die an eine Schweißschlacke erinnern. Subaquatische Eruptionen von heißen Aschen, bei denen solche Schweißschlacken entstehen könnten ("welded pyroclastic flow deposits"), sind jedoch schwierig zu erklären und ihr Bildungsmechanismus ist bisher nicht eindeutig geklärt (YAMADA, 1984; FISHER, 1984). Eine andere Möglichkeit ist die Entstehung infolge eines einzelnen vulkanischen Ereignisses als pyroklastischer Tuff oder Lapillistone (s. Tab. 3). Dafür spricht eine leichte Gradierung in den obersten 5 - 20 cm einiger Lagen.

3.2.2.3.2. Polymikte Brekzien

Die polymikten Brekzien zeigen neben ihrer unterschiedlichen Komponentenzusammensetzung, Korngröße und Bankmächtigkeit (aufgelistet in Tab. 4) verschiedene Internstrukturen, die auf Transport- und Ablagerungsmechanismen analog zu Sedimentationsprozessen normaler klastischer Sedimente im marinen Bereich hinweisen. Normal gradierte Schichtung (Taf. 2, Abb. 3) läßt sich sowohl im mm-Bereich als auch in dicken Bänken von mehreren Metern Mächtigkeit beobachten. In den mächtigen Brekzienlagen kommt es vereinzelt zu inverser Gradierung. Manchmal beschränkt sich die Gradierung auf die obersten 10 - 50 cm, während die Komponenten im übrigen Teil unregelmäßig verteilt sind.

Nach der Klassifikation von MIDDLETON & HAMPTON (1976) für submarinen Sedimenttransport kommen hier alle Möglichkeiten vom Debris-Flow (mit vulkanischem als Material als "Lahar" bezeichnet)

bis zum Turbidit in Betracht. Daneben treten auch Rinnenbildungen auf, die von ungradierten Brekzien ausgefüllt sind.

Eine Unterscheidung in pyro- und epiklastische Brekzien ist meistens nicht möglich, da diese sich in ihrer Genese, nicht aber in ihrem Aussehen in fossilen Vulkanbauten voneinander unterscheiden. FISHER (1984) sieht pyroklastische Brekzien als Indikatoren für die Zeitgleichheit von Vulkanismus und Bildung der Brekzien, während sich epiklastische Brekzien auch aus Erosionsprodukten älterer Vulkanite bilden können. Unter diesem Aspekt ist die Mehrzahl der Brekzien des Biscaya-Synklinoriums sicherlich als Pyroklastit einzustufen.

3.2.2.3.3. Tuffe und Tuffturbidite

Zu den Tuffen werden alle feinkörnigen vulkanoklastischen Gesteine gerechnet. Sie sind häufig gradiert oder feingeschichtet und ab und zu schräggeschichtet. Sie entstehen entweder direkt als subaquatische pyroklastische Tuffe ("suspension fallout", FISHER, 1984) oder durch eine Umlagerung der feinkörnigen Lockerprodukte in Turbiditen. Sie können im Sinne von FISHER (1984), wie auch die polymikten Brekzien, als sekundäre Polyklastite eingeordnet werden.

Zwei Lagen mit einem Gemisch aus feinkörnigem vulkanoklastischem Material und Sedimenten wurden in einem Profil an der Küste zwischen Plencia und Sopelana (s. Kap. 2.4.3.) gefunden. Sie finden sich in turbiditischen Mergeln des Obersanton und sind damit jünger als die jüngsten nachgewiesenen Eruptionen im Biscaya-Synklinorium. Da es sich vermutlich um aufgearbeitete Vulkanite handelt, können sie nach Tab. 3 als Epiklastite bezeichnet werden.

3.2.2.4. Chert-Lagen

Mit den vulkanischen Gesteinen vergesellschaftet sind dünne Chert-Lagen, die maximal bis etwa 3 - 5 cm, meistens jedoch weniger als 1 cm dick werden. Sie treten vor allem im Zusammenhang mit feinkörnigen vulkanoklastischen Gesteinen auf und bilden häufig die oberste Lage in gradierten Tuffen.

Sie setzen sich vorwiegend aus SiO_2 zusammen, wie einige Analysen von Chert-Lagen mit SiO_2-Gehalten um 80 % zeigen (s. Tab. A1a). Unter dem Mikroskop lassen sie sich jedoch nicht untersuchen, da die Korngröße unterhalb einer für die Betrachtung notwendigen Größe liegt.

Ihre Bildung steht vermutlich in Zusammenhang mit den vulkanischen Ereignissen im Biscaya-Synklinorium, da sie nur mit ihnen vergesellschaftet auftreten, jedoch nicht in den Sedimenten darunter oder darüber; daher wird eine exhalativ-sedimentäre Entstehung angenommen.

3.2.3. Die Vulkanitprofile im Einzelnen

In Abb. 48 ist eine Übersicht über die Lage der im folgenden beschriebenen Vulkanitprofile in den Kreide-Vulkaniten des Biscaya-Synklinoriums gegeben.

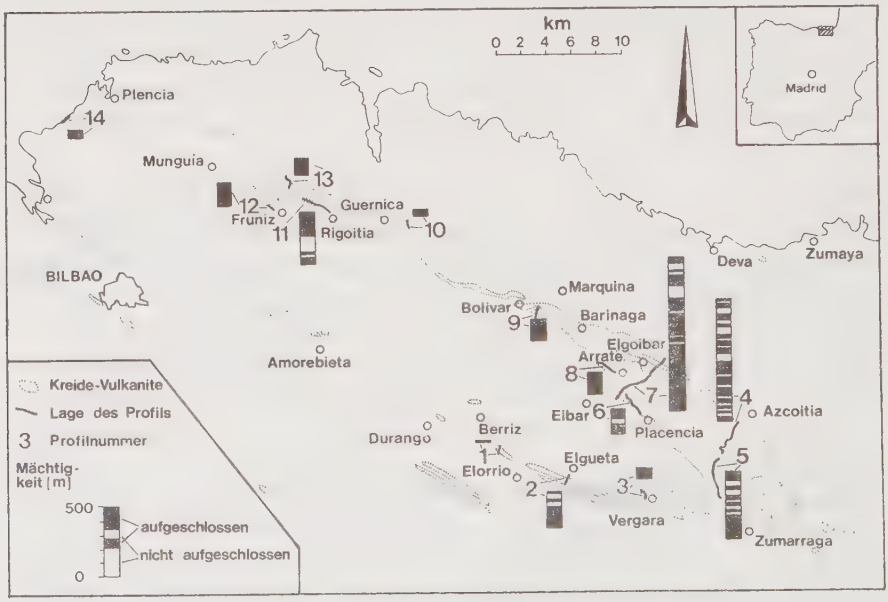


Abb. 48: Übersicht über die Lage der Profile mit Kreide-Vulkaniten

Die stratigraphische Einordnung der Profile erfolgte wo es möglich war durch eine mikropaläontologische Datierung und unter Zuhilfenahme der von LAMOLDA et al. (1983a) und WIEDMANN & BÖSS (1984) angegebenen Daten. Eine Übersicht über die stratigraphische Stellung der Profile zeigt die Abb. 49. Abb. 50 zeigt die Legende zu den Profilabbildungen in Kap. 3.2.3.

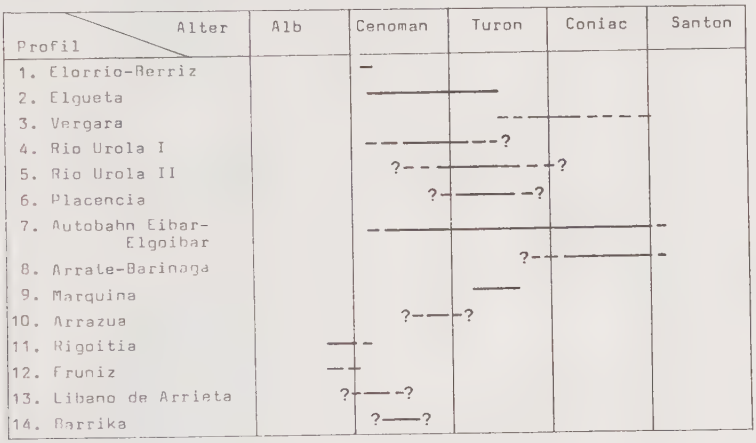


Abb. 49: Übersicht über die stratigraphische Stellung der Vulkanitprofile

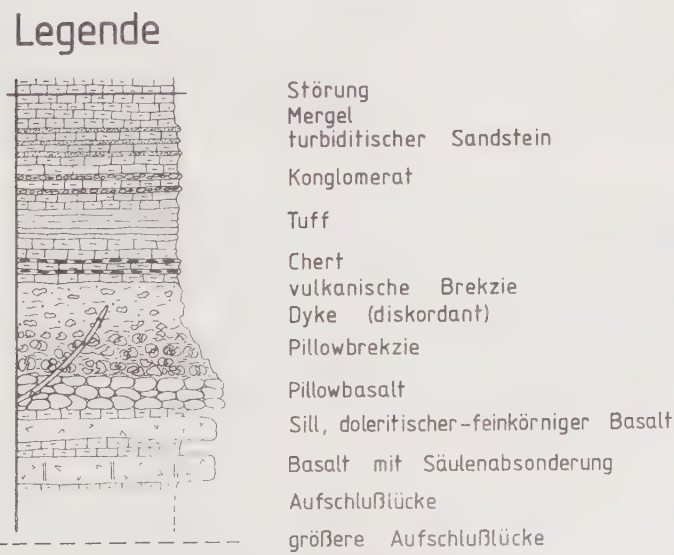


Abb. 50: Legende zu den Profilabbildungen in Kap. 3.2.3.

3.2.3.1. Profil Nr. 1, Elorrio - Berriz (Abb. 51)

Abb. 51: Profil Nr. 1, Elorrio - Berriz

Lage: An der Straße von Elorrio nach Berriz, ca. 1 km vor Berriz. An der gleichen Straße ca. 2 km vor Berriz ist ein weiterer kleiner Aufschluß im Sediment-Vulkanit-Kontakt

Mächtigkeit: ca. 10 m.

Aufschlußverhältnisse: Mäßig, stark verwittert.

Beschreibung:

Die Vulkanite liegen als Brekzien mit Komponenten bis ca. 5 cm Korngröße und Bankmächtigkeiten bis ca. 0,5 m vor, im Hangenden finden sich ca. 1 m rötliche Mergel; etwa 8 m im Liegenden befindet sich eine weitere, ca. 20 cm mächtige vulkanodetritische Lage, vermischt mit Sedimentgesteinen. Im zweiten Aufschluß ist eine mindestens 5 m mächtige Brekzie mit über 20 cm großen kantigen Bruchstücken von Mergeln und bis etwa 5 cm großen rundlichen vulkanoklastischen Komponenten über einer mergeligen Abfolge aufgeschlossen. Die Mergel-Bruchstücke sind aus dem Nebengestein aufgenommen und mitgerissen worden.

Stratigraphisch gehört dieses Profil ins Obercenoman. Etwa 7 m im Hangenden der Vulkanite wurden Foraminiferen, die sehr unsicher Untercenoman anzeigen, gefunden, diese Fauna ist jedoch möglicherweise resedimentiert. Die Einstufung des im gleichen Niveau liegenden zweiten Aufschlusses ist dagen mit einer sicheren Obercenoman-Fauna (s. Abb. 51) sehr viel besser möglich, weshalb die hier nachgewiesenen Formen in die Abbildung eingetragen wurden.

3.2.3.2. Profil Nr. 2, Elgueta (Abb. 52)

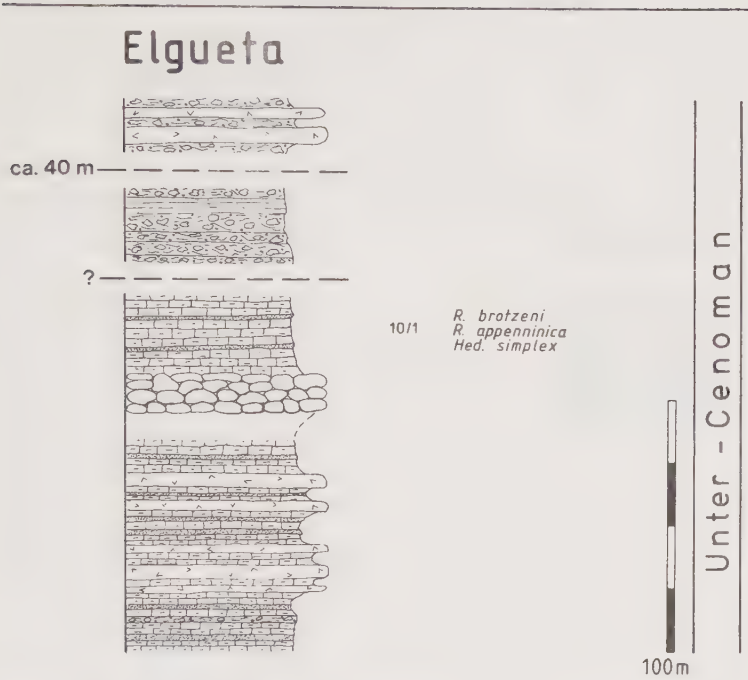


Abb. 52: Profil Nr. 2, Elgueta

Lage: S' von Elgueta, an der Straße zum Puerto de Campazar.
Mächtigkeit: ca. 200 - 250 m.
Aufschlußverhältnisse: Mäßig, z.T. stark verwittert.
Beschreibung:

Im liegenden Teil befinden sich gut aufgeschlossene Sills in turbiditischen Mergeln; die Mächtigkeit der Sills beträgt bis zu 3 m. Darüber folgt eine geringe Aufschlußlücke mit Pillowbasalten im Hangenden, ca. 10 - 20 m mächtig, die von Mergeln mit sehr wenigen dünnen turbiditischen Lagen (nur D-Horizonte, Basin-Plain Sedimente, vgl. Kap. 2.4.18.) überlagert werden; die Aufschlußlücke zu den Brekzien ist nicht genauer zu bestimmen. Die Brekzien sind stark verwittert, ebenso die im Hangenden folgenden Basalte und Brekzien.

Stratigraphisch gehören die Vulkanite dieses Profils ins Untercenoman bis Mittel- bis Oberturon. Unterhalb der Aufschlußlücke

unter den Pillowbasalten wurde eine Untercenoman-Fauna gefunden. Diese Einstufung stimmt mit den Angaben von LAMOLDA et al. (1983a) überein. Die jüngsten Vulkanite dieses Profils datieren sie mit Mittel- bis Oberturon. Eigene Bestimmungen in diesem Bereich blieben ohne Ergebnis.

3.2.3.3. Profil Nr. 3, Vergara (Abb. 53)

Abb. 53: Profil Nr. 3, Vergara

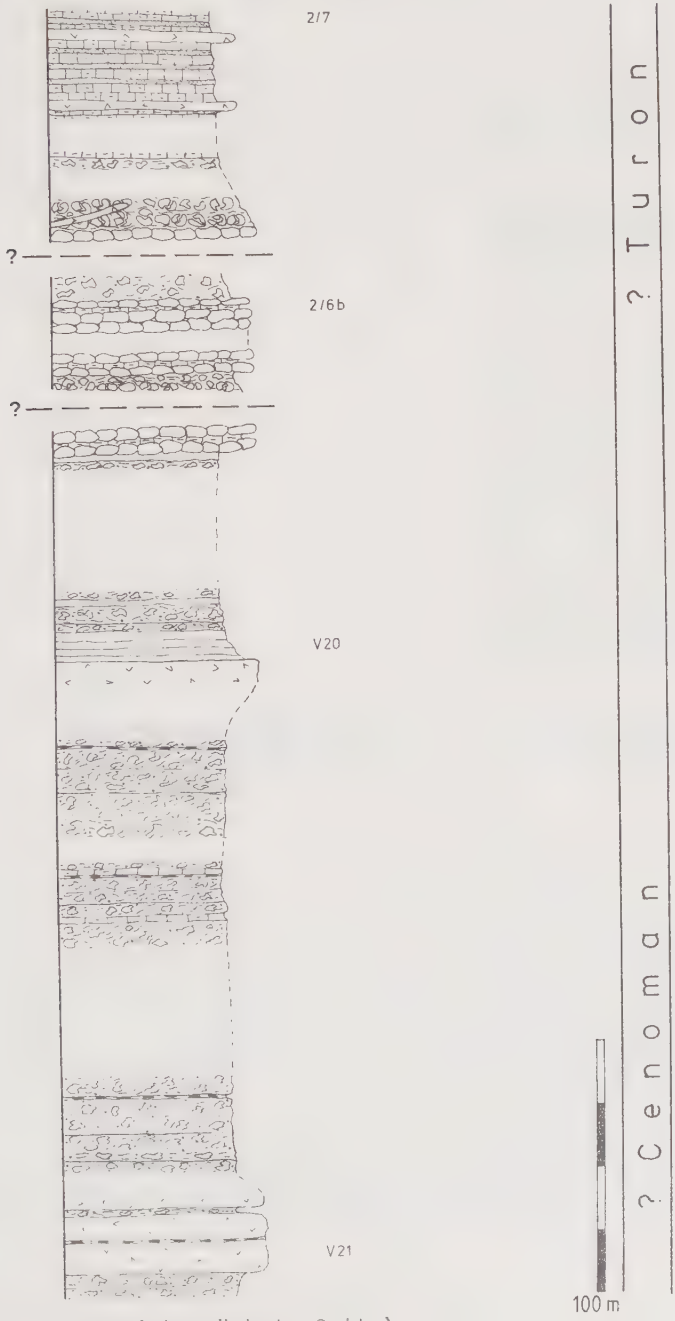
Lage: An der Umgehungsstraße um Vergara, etwa 1 km nach dem Beginn der ausgebauten Straße im S.
Mächtigkeit: ca. 50 m.
Aufschlußverhältnisse: gut.
Beschreibung:

Es handelt sich um rötliche Pillowbasalte, Pillowbrekzien und Brekzien mit Pillowfragmenten. Die Pillowbasalte und -bruchstücke haben teilweise relativ hohe Blasenanteile und deuten damit auf eine Bildung in nicht allzu großer Wassertiefe (wahrscheinlich nicht mehr als 500 m, vgl. Kap. 3.2.2.2.).

Die stratigraphische Stellung ist sehr unsicher, da im direkten Kontakt weder im Hangenden noch im Liegenden Faunen nachgewiesen werden konnten. Lediglich aus einem Debris-Flow einige 100 m über den Vulkaniten ergaben einige Fossilien des Obersanton einen unscharfen Anhaltspunkt (vgl. Kap. 2.4.22.). Aufgrund dieser Bestimmung und durch lithologischen Vergleich mit benachbarten Profilen (s. Kap. 3.2.3.16.) wird dieses Profil in den Bereich Coniac/Santon gestellt.

3.2.3.4. Profil Nr. 4, Rio Urola I (Abb. 54)

Rio Urola I, Teil 1



(Fortsetzung siehe nächste Seite)

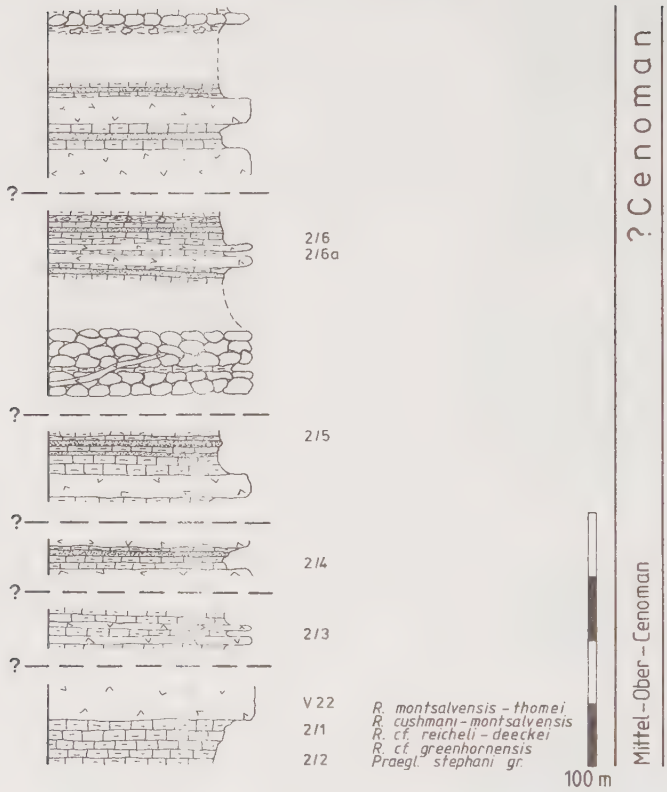


Abb. 54: Profil Nr. 4, Rio Urola I

Lage: Im N' Teil der Straße zwischen Azcoitia und Zumarraga im Tal des Rio Urola.

Mächtigkeit: Nur sehr schwer abzuschätzen, da die Aufschlußlücken in ihrer Mächtigkeit meist nicht zu bestimmen sind, obendrein ist das Profil stark gestört und verfaltet.

Aufschlußverhältnisse: Sehr viele Aufschlußlücken, im Einzelnen gut bis sehr gut.

Beschreibung:

Sämtliche der in Kap. 3.2.2. beschriebenen Gesteinstypen sind in diesem Profil zu finden. Pillowbasalte und vulkanoklastische Ge-

steine werden zum Hangenden hin häufiger, während die feinkörnigen und doleritischen Basalte im unteren Teil öfter anzutreffen sind.

Die Zusammenstellung des Profils ist nicht sicher und täuscht möglicherweise eine Mächtigkeit vor, die nicht der Realität entspricht. Der SE' Teil des Biscaya-Synklinoriums reicht schon in eine Zone erhöhter tektonischer und metamorpher Beanspruchung hinein (CHOUKROUNE, 1976), in der Schichtwiederholungen auftreten können, die durch spätere Einengung im Zuge der Pyrenäen-Orogenese entstanden sind. Taf. 2, Abb. 4 zeigt als Beispiel für die tektonische Beanspruchung eine steil einfallende turbiditische Sandsteinlage in geschieferten Mergeln aus dem unteren Teil des Profils.

Stratigraphisch kann der untere Teil des Profils ins Mittel- bis Obercenoman gestellt werden, da etwa 5 und 15 m unterhalb der untersten Vulkanitlage entsprechende Faunen nachgewiesen wurden. Diese Daten decken sich mit denen von LAMOLDA et al. (1983a), geben jedoch keinen Aufschluß über den Beginn der vulkanischen Aktivität in diesem Gebiet, da es sich an dieser Stelle um Intrusivgesteine und nicht um synsedimentär entstandene Effusivgesteine, wie z.B. Pillowbasalte handelt. Alle weiteren Proben weiter im Hangenden des Profils blieben ohne Ergebnis.

Einige hundert Meter weiter im Hangenden bestimmten LAMOLDA et al. (1983a) R. gr. montsalvensis, die ein Unter- bis Mittelcampan Alter anzeigt. Hier ist entweder durch die tektonische Verstellung der Schichten ein stratigraphisch tieferes Niveau angeschnitten oder es handelt sich um eine resedimentierte Fauna.

Wenn auch eine genaue stratigraphische Eingrenzung dieses Profils weiterhin unsicher bleibt, kann man doch die Zeit der Hauptaktivität im Vergleich mit anderen Vulkanitvorkommen im Cenoman und Turon annehmen. Eine lithologische Korrelation, bei der Bereiche, in denen Pillowbasalte vorkommen, parallelisiert werden, ergibt drei Horizonte, die sich recht gut in das Profil zwischen Eibar und Elgoibar (s. Kap. 3.2.3.7.) einordnen lassen (Profilkorrelation s. Kap. 3.2.3.16.). Ob im Profil Rio Urola I im Coniac noch vulkanische Ereignisse stattfanden, läßt sich nicht mehr feststellen, da diese Schichten nicht mehr vorhanden sind.

3.2.3.5. Profil Nr. 5, Rio Urola II (Abb. 55)

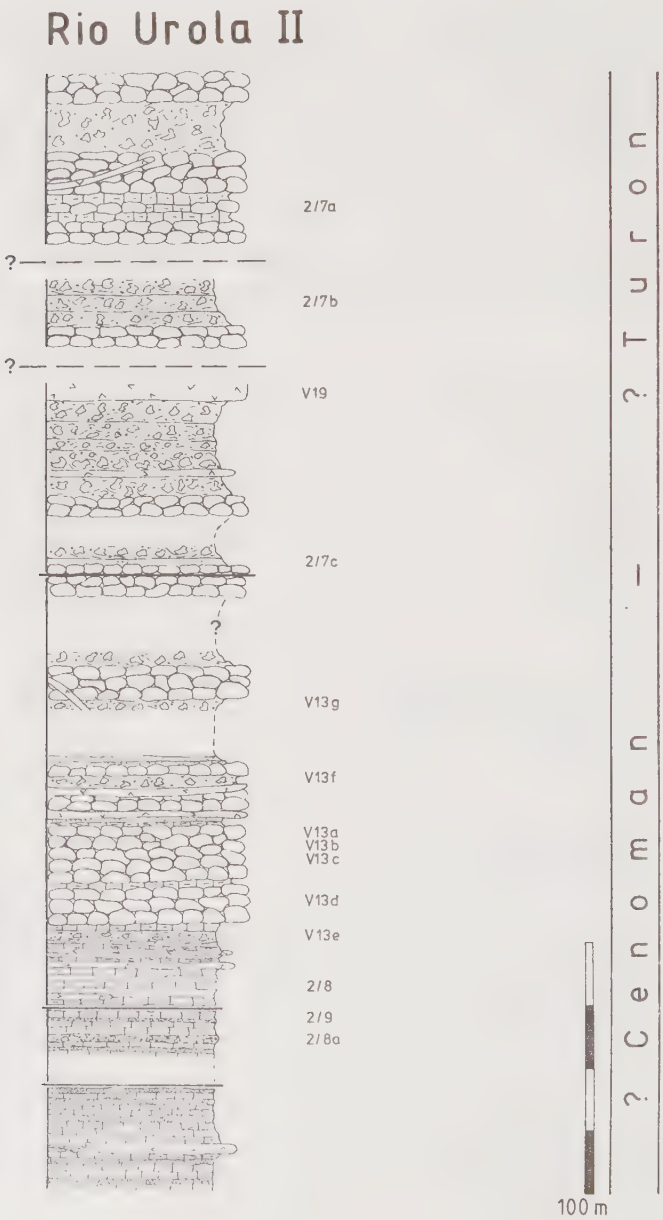


Abb. 55: Profil Nr. 5, Rio Urola II

Lage: Im S' Teil der Straße zwischen Azcoitia und Zumarraga im Tal des Rio Urola.

Mächtigkeit: Nur sehr schwer abzuschätzen, da die Aufschlußlücken in ihrer Mächtigkeit meist nicht zu bestimmen sind, obendrein ist das Profil stark gestört und verfaltet.

Aufschlußverhältnisse: Viele Aufschlußlücken und Störungen, im Einzelnen gut bis sehr gut, z.T. im Abbau befindliche Steinbrüche.

Beschreibung:

Sämtliche der in Kap. 3.2.2. beschriebenen Gesteinstypen sind in diesem Profil zu finden. Pillowbasalte sind häufig und erreichen in einzelnen Lagen Mächtigkeiten bis über 20 m. Sie werden in einem Steinbruch ca. 4 km N' von Zumarraga abgebaut. Zum Hangenden hin nehmen die Brekzien anteilmäßig zu. Im unteren Teil, unterhalb der mächtigen Pillowbasaltlagen, sind die Eindringfronten von Sills in einer Wechselfolge aus Tuffen und Mergeln aufgeschlossen.

Im Liegenden des abgebildeten Profils (s. Abb. 55) folgt nach einer größeren Aufschlußlücke eine mindestens 30 - 40 m mächtige Lage von doleritischem Basalt, in dem sich ein aufgelassener Steinbruch befindet.

Die Zusammensetzung des Profils ist, wie im Profil Nr. 4, Rio Urola I (s. voriges Kap.) nicht sicher, da auch hier eine relativ starke tektonische Beanspruchung stattgefunden hat. Die Abfolge vom Liegenden zum Hangenden enthält zwar weniger Aufschlußlücken, ist aber vielfach gestört, so daß die Gesamtmächtigkeit ebenfalls nur grob geschätzt werden kann.

Da in keiner Probe aus diesem Profil Mikrofaunen nachgewiesen werden konnten und auch aus der Literatur keine Angaben zu diesem Bereich bekannt sind, kann die stratigraphische Einstufung lediglich in Anlehnung an das Nachbarprofil Rio Urola I (s. voriges Kap.), das auch nur sehr spärliche Informationen zur stratigraphischen Stellung enthält, ins Cenoman bis Turon, eventuell bis ins Coniac hinein, erfolgen.

3.2.3.6. Profil Nr. 6, Placencia (Abb. 56)

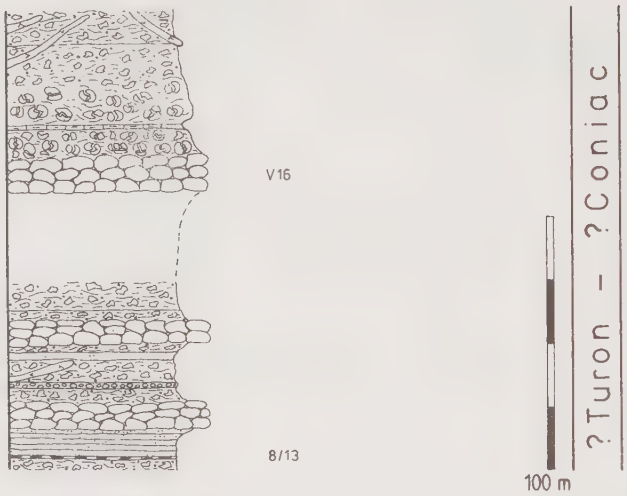


Abb. 56: Profil Nr. 6, Placencia

Lage: An der Straße Eibar - Vergara, kurz nach der Abzweigung von der N 634 in Richtung Placencia (C 6213).

Mächtigkeit: ca. 150 - 200 m.

Aufschlußverhältnisse: Zur Zeit der Profilaufnahme wegen des Straßenneubaus gut.

Beschreibung:

Der obere Teil des Profils besteht aus mehreren unvollständigen Sequenzen von Pillowbasalten, Pillowbrekzien und Brekzien aus Pillowfragmenten, durchschlagen von einigen Dikes; der untere Teil enthält vor allem verschiedene Typen von vulkanoklastischen Gesteinen und Pillowbasalte. Auffällig ist eine konglomeratische Lage im unteren Teil des Profils mit gerundeten Sandsteinen bis etwa 15 cm Größe und Mergeln als Komponenten. Die Mächtigkeit dieser Lage beträgt etwa 0,5 m.

Im Hangenden des abgebildeten Profils folgen nach einer größeren Aufschlußlücke Pillowbasalte und Pillowbrekzien mit den blasenreichsten Vulkaniten, die im Biscaya-Synklinorium gefunden wurden (Blasengehalt über 50 %, Probe Nr. V17, Tab. A1, s. Kap. 3.2.2.2.).

Die stratigraphische Einstufung ist unsicher, da weder im Hangenden noch im Liegenden Faunen nachgewiesen werden konnten, auch aus der Literatur liegen keine Angaben vor. In Anlehnung an das direkt benachbarte Profil an der Autobahn (vgl. Kap. 3.2.3.7.) kann man dieses Profil etwa ins Obercenoman bis Turon stellen. Die sehr blasenreichen Pillowlaven und -brekzien befinden sich kurz unterhalb der jüngsten Vulkanite und gehören daher vermutlich in den Grenzbereich Oberconiac/Untersanton.

3.2.3.7. Profil Nr. 7, Autobahn Eibar - Elgoibar (Abb. 57)

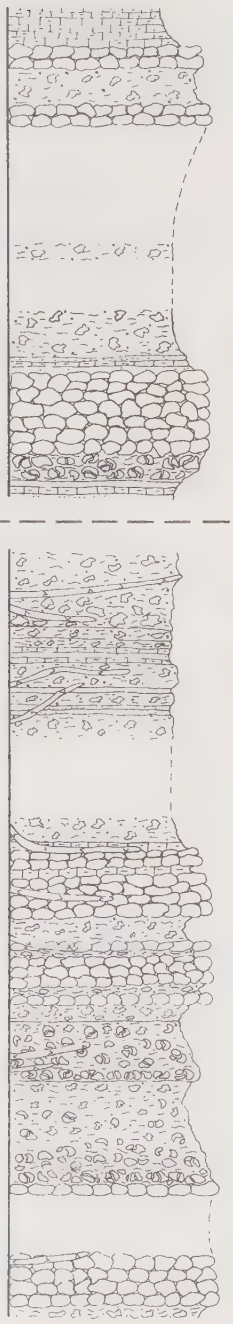
Lage: An der Autobahn von Bilbao nach San Sebastián zwischen den Anschlußstellen Eibar und Elgoibar (km 71,4 bis 68,3).
Mächtigkeit: ca. 1100 m, davon ca. 80 % aufgeschlossen.
Aufschlußverhältnisse: Sehr gut.
Beschreibung:

Sämtliche der in Kap. 3.2.2. beschriebenen Gesteinstypen sind in diesem Profil zu finden. Einige Besonderheiten wurden in dem Kapitel bereits beschrieben: Taf. 1, Abb. 1 und 2 zeigen einen Sill, der im Bereich seiner Eindringfront aufgeschlossen ist (etwas unterhalb von Probe 4/31), in Taf. 1, Abb. 3 ist die Auflage von mergeligen Sedimenten auf einer sehr unebenen Pillowoberfläche dargestellt (zwischen Probe 4/13 und 4/31) und Taf. 1, Abb. 8, Taf. 2, Abb. 2 und 3 geben Beipiele für verschiedene Brekzientypen, die in diesem Profil vorkommen.

In einer Brekzienlage im oberen Teil des Profils wurden höher differenzierte Vulkanite, auf die schon ROSSY (1974) hinweist, an Stelle der sonst überwiegend basaltischen Gesteine nachgewiesen (Probe 4/41, Tab. A1 und Kap. 4.).

In Abb. 58 sind die Bereiche, in denen Pillowbasalte, Pillowbrekzien, Sills und Dikes vorkommen, schematisch umrissen. Die Pillowbasalte und -brekzien treten nur in den schraffierten Abschnitten auf und bilden dort jeweils den höchsten Anteil am Gesteinsvolumen. Die übrigen freien Partien sind im Hangenden meistens von vulkanoklastischen Gesteinen und im Liegenden meistens von Mergellagen ausgefüllt. Im Bereich dieses Profils lassen sich auf diese Weise fünf Phasen der Förderung von Pillowbasalten unterscheiden, wobei die zweite Phase nur sehr kurz währte.

AB Eibar - Elgoibar, Teil 1



(Fortsetzung siehe nächste Seite)

AB Eibar - Elgoibar, Teil 2

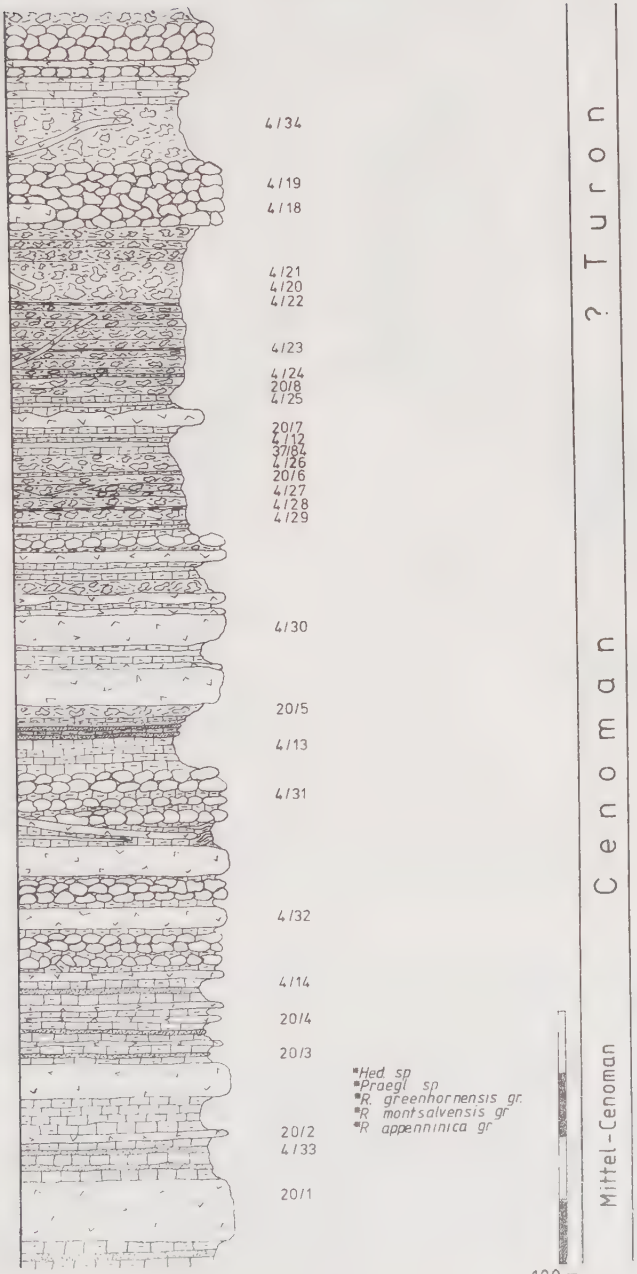


Abb. 57: Profil Nr. 7, Autobahn Eibar - Elgoibar
(*= Angaben nach LAMOLDA et al., 1983a)

Sills treten nur in der unteren Hälfte und Dikes nur im mittleren Drittel des Profils auf, nicht aber in den oberen Bereichen der Vulkanitserie und in den darüber folgenden Sedimenten.

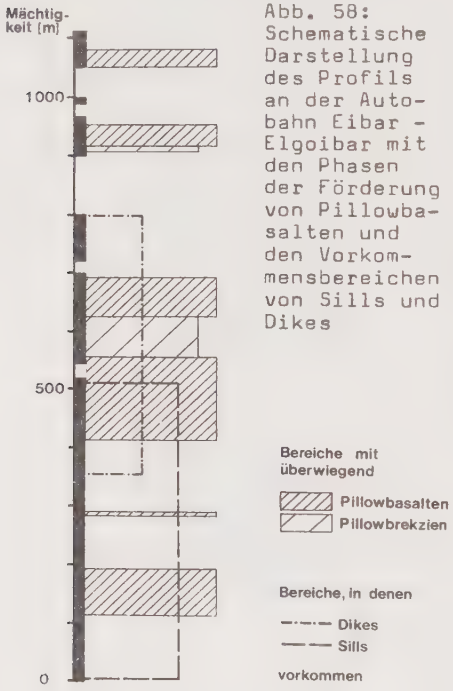


Abb. 58: Schematische Darstellung des Profils an der Autobahn Eibar - Elgoibar mit den Phasen der Förderung von Pillowbasalten und den Vorkommensbereichen von Sills und Dikes

Intrusivgesteine können erst ab einer bestimmten Überlagerungstiefe entstehen, da Magmenförderungen mit einer Förderenergie, die in der Lage ist, das gesamte Schichtpaket anzuheben, beim Erreichen höherer Bereiche in aller Regel extrudieren würden. Unter der Annahme, daß die jünsten Extrusiva im Biscaya-Synklinorium zugleich das Ende der vulkanischen Aktivität anzeigen, d.h., daß die Intrusiva zur gleichen Zeit wie die Extrusiva entstanden sind, kann man in diesem Profil eine Überlagerungstiefe von mindestens 300 m für die Dikes und etwa 500 - 600 m für die Sills konstruieren. Wenn man diese Werte konsequent auch in den unteren Teilen des Profils anwendet, kann der Beginn der Entstehung von Intrusiva etwa mit der mächtigen 3. Phase in Verbindung gebracht werden.

Die ältesten Vulkanite dieses Profils setzen etwa im Mittelcenoman ein. Diese Einstufung stammt von LAMOLDA et al. (1983a), die einen Aufschluß an der N 634, die in Sichtweite parallel zur Autobahn verläuft, beschreiben. Aus Mergeln, die zwischen zwei Vulkanitlagen einige Zehnermeter über den ersten Vulkaniten liegen, konnten sie eine Mittelcenoman-Fauna gewinnen. Eigene Proben aus Mergellagen zwischen den Vulkaniten oder im Liegenden blieben ohne Ergebnis. Im Hangenden des Profils direkt über der jüngsten Lage von Pillowbasalten ließen sich Foraminiferen aus dem Grenzbereich Oberconiac/Santon nachweisen.

In einer Probe, die aus einer Mergellage zwischen zwei Sills stammt (Probe Nr. 4/31, s. Abb. 57), konnten im Dünnschliff Sprossungen von Plagioklas festgestellt werden, die auf Kontaktmetamorphose zurückzuführen sind. Eine regionale thermische Beanspruchung, wie sie von CHOUKROUNE (1976) im SE' Teil des Biscaya-Synklinoriums beschrieben wird (vgl. Kap. 3.2.3.4.), erfaßte die Gesteine dieses Profils jedoch nicht.

3.2.3.8. Profil Nr. 8, Arrate - Barinaga (Abb. 59)

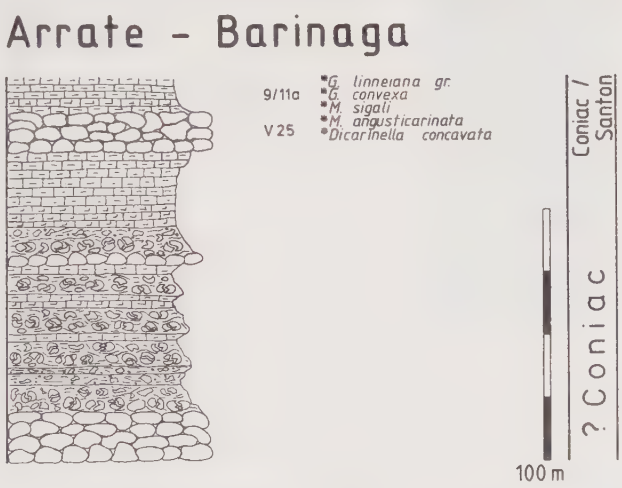


Abb. 59: Profil Nr. 8, Arrate - Barinaga

Lage: An der Straße von Arrate nach Barinaga, etwa 500 m nach der Abzweigung nach Barinaga bis zu einer engen Serpentine nach etwa 1 km.

Mächtigkeit: ca. 100 - 150 m.

Aufschlußverhältnisse: Mäßig bis gut, z.T. verwittert, im unteren Teil im Streichen aufgeschlossen.

Beschreibung:

In diesem Profil kommen fast ausschließlich Pillowbasalte und Pillowbrekzien vor, daneben auch einige dünnere Lagen von Brekzien mit Pillowfragmenten. Die stratigraphische Stellung ist unsicher, da aus den Mergeln keine Faunen bestimmt werden konnten. Das Profil liegt jedoch im Bereich der Obergrenze der Vulkanite und kann aufgrund seiner geringen Entfernung zum Profil an der Auto-

bahn (s. Kap. 3.2.3.7.) ins Coniac bis Oberconiac/Santon gestellt werden. LAMOLDA et al. (1983a) geben hier, gestützt auf Mikrofaunen, ebenfalls Oberconiac bis Santon an.

3.2.3.9. Profil Nr. 9, Marquina (Abb. 60)

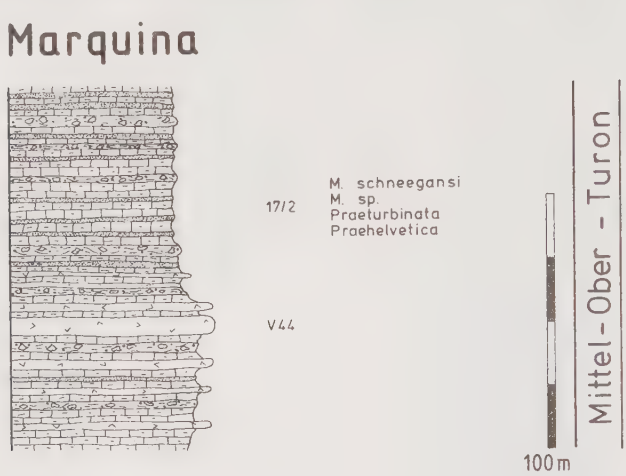


Abb. 60: Profil Nr. 9, Marquina

Lage: An der Straße zwischen Marquina und Durango, im Bereich der Abzweigung nach Bolivar.

Mächtigkeit: ca. 100 - 150 m.

Aufschlußverhältnisse: Mäßig, im Bachbett aufgeschlossen, z.T. verwittert.

Beschreibung:

In diesem Profil sind Pillowbasalte, Pillowbrekzien oder monomikte Brekzien mit Pillowfragmenten nicht vorhanden. Hier kommen feinkörnige Basalte, vermutlich Sills, mit Mächtigkeiten bis zu 7 m und Brekzienlagen vor. Die Komponenten der bis zu 3 m mächtigen Lagen sind durchweg weniger grob als in den bisher beschriebenen Profilen und deuten auf einen längeren Transportweg hin. Neben der monomikten Brekzie vom Typ 2b (s. Tab. 4) kommen vor allem polymikte Brekzien vor (vgl. Kap. 3.2.2.3.).

Die räumliche Verteilung der Vulkanite, wie sie sich im Kartenbild darstellt (s. Abb. 2), zeigt die Zugehörigkeit dieses Pro-

fils zum E' bis SE' Teil (s. Kap. 3.2.1.). Der Ursprung des vulkanoklastischen Materials ist demnach im Bereich der mächtigen Vulkanitserie zwischen Eibar und Zumarraga zu suchen.

Das Alter der Vulkanite, zumindest das der Brekzienlagen, kann mit Mittel- bis Oberturon angegeben werden, da etwa in der Mitte des Profils eine entsprechende Fauna gefunden wurde.

3.2.3.10. Profil Nr. 10, Arrazua (Abb. 61)

Abb. 61: Profil Nr. 10, Arrazua

Lage: An der Straße von Guernica nach Guerricaiz, direkt an der Abzweigung nach Navarniz, ca. 1 km nach Guernica.

Mächtigkeit: ca. 50 m.

Aufschlußverhältnisse: Mäßig, verfallener kleiner Steinbruch, z.T. stark verwittert.

Beschreibung:

Neben Pillowbasalten und einer Lage von feinkörnigen Basalten sind vor allem vulkanoklastische Gesteine zu finden. Es überwiegen feinkörnige Tuffe, doch kommen auch Brekzien mit gröberen Komponenten vor, darunter auch eine monomikte Brekzine mit Pillowfragmenten. Recht häufig sind in diesem Profil Chert-Lagen zu finden.

Die stratigraphische Stellung ist sehr unsicher, da weder im Hangenden noch im Liegenden Faunen nachgewiesen werden konnten, vermutlich infolge der Verwitterung, durch die die Mergel entkalkt wurden.

3.2.3.11. Profil Nr. 11, Rigoitia (Abb. 62)

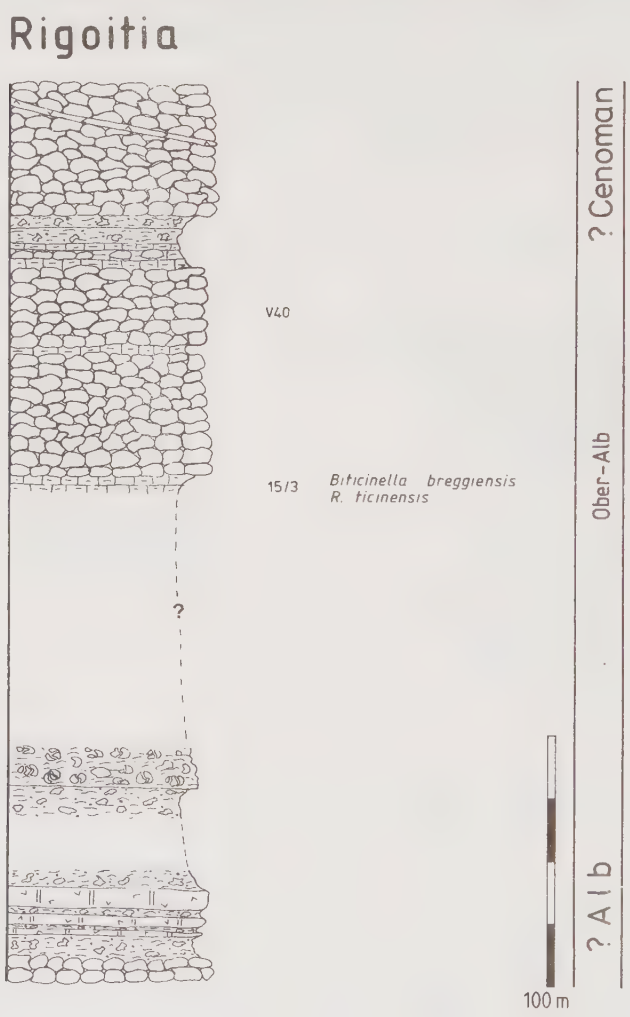


Abb. 62: Profil Nr. 11, Rigoitia

Lage: An der Straße von Guernica nach Munguia, kurz hinter Rigoitia in den Straßenaufschlüssen und im Bereich des großen Steinbruchs.

Mächtigkeit: ca. 300 - 350 m.

Aufschlußverhältnisse: In den Straßenaufschlüssen mäßig, z.T. stark verwittert, im Bereich des Steinbruchs sehr gut.

Beschreibung:

Pillowbasalte erreichen hier die höchsten im Biscaya-Synklinorium gefundenen Mächtigkeiten mit bis zu 50 m in einer Lage, die von der nächsten, wiederum sehr mächtigen Lage nur durch eine dünne Mergellage getrennt ist. Im unteren Teil des Profils befinden sich drei relativ dünne Lagen von säulig absondernden Basalten, die möglicherweise mit den Basalten des Profils bei Fruniz (s. Kap. 3.2.3.12.), das nur etwa 2 km von diesem Profil entfernt ist, zu korrelieren sind. Die Brekzien gehören überwiegend zum Typ 2a (s. Tab. 4) der monomikten Brekzien mit Fragmenten von blasigen Pillows.

Direkt unterhalb der mächtigen Pillowlage wurde in Mergeln eine Oberalb-Fauna nachgewiesen. An dieser Stelle läßt sich somit nachweisen, daß die Eruptionstätigkeit bereits im Oberalb begann. WIEDMANN & BÖSS (1984) geben als gesichertes Mindestalter der vulkanischen Aktivität Untercenoman an, weisen aber darauf hin, daß dies aufgrund bisher fehlender Datierungen nur ein vorläufiger Wert sei und äußern die Vermutung, daß auch schon im Alb Eruptionstätigkeit möglich ist. Bei LAMOLDA et al. (1983a) finden sich zum Profil Rigoitia keine Angaben.

3.2.3.12. Profil Nr. 12, Fruniz (Abb. 63)

Lage: An der Straße von Guernica nach Munguia, kurz hinter Fruniz im Bereich eines aufgelassenen Steinbruchs.

Mächtigkeit: ca. 160 m.

Aufschlußverhältnisse: Gut.

Beschreibung:

Den überwiegenden Teil dieses Profils machen säulig absondernde feinkörnige Basalte aus, die in vier Lagen mit Mächtigkeiten bis über 30 m vorkommen. Diese vier übereinanderliegenden Basaltlagen wurden von ROSSY (1970) bereits beschrieben und geochemisch untersucht. Neben diesen sonst nirgendwo im Biscaya-Synklinorium in solchen Mächtigkeiten vorkommenden Säulenbasalten finden sich hier vulkanische Brekzien und einzelne relativ dünne Sills.

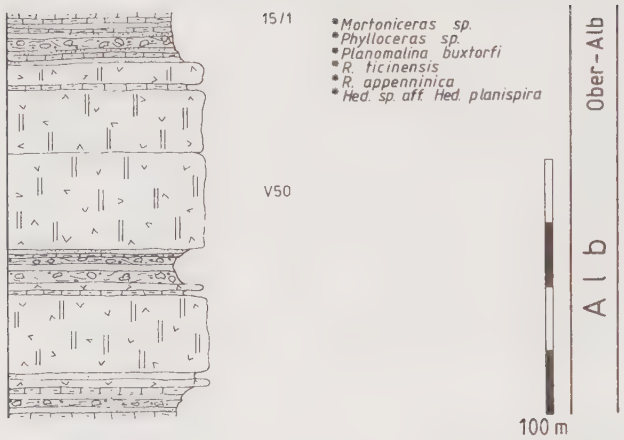


Abb. 63: Profil Nr. 12, Fruniz
(*= Angaben nach LAMOLDA et al., 1983a)

Stratigraphisch gehört dieses Profil nach LAMOLDA et al. (1983a), die aus einer mergeligen Tonsteinlage Ammonitenfunde und Foraminiferen beschreiben (s. Abb. 63), ins Oberalb. Ein eigener Datierungsversuch blieb hier ohne Ergebnis.

3.2.3.13. Profil Nr. 13, Libano de Arrieta (Abb. 64)

Abb. 64: Profil Nr. 13, Libano de Arrieta

Lage: Paßstraße "Alto de Sollube" von Libano de Arrieta nach San Cristobal, kurz hinter Libano de Arrieta.

Mächtigkeit: ca. 120 m.

Aufschlußverhältnisse: Mäßig, Straßenaufschluß, z.T. sehr stark verwittert, völlig entkalkt.

Beschreibung:

Fast das gesamte Profil besteht aus Pillowbasalten, Pillowbrekzien und Brekzien aus Pillowbruchstücken, lediglich in der unteren Hälfte findet sich ein geringmächtiger Sill.

Die stratigraphische Stellung dieses Profils ist sehr unsicher, da wegen der völligen Entkalkung in diesem Bereich keine Faunen nachgewiesen werden konnten.

3.2.3.14. Profil Nr. 14, Barrika (Abb. 65)

Abb. 65: Profil Nr. 14, Barrika

Lage: Küstenaufschluß an der Steilküste zwischen Barrika und Sopelana, im S' Teil der Bucht des Playa de Meñacoz.

Mächtigkeit: ca. 50 m.

Aufschlußverhältnisse: Sehr gut

Beschreibung:

Neben einer etwa 10 m mächtigen Pillowbasaltlage mit z.T. sehr großen Pillowstrukturen (bis zu 2 m) treten vor allem polymikte Brekzien (Taf. 2, Abb. 1) des Typs 3-Ic (s. Tab. 4) auf, in denen sich sowohl Vulkanite aus auch Sedimente finden.

Die stratigraphische Stellung ist sehr unsicher, da im direkten Kontakt zu den Vulkaniten keine Faunen nachgewiesen werden konnten und die Ober- und Untergrenze von tektonischen Kontakten gebildet wird.

3.2.4. Korrelation der Vulkanitprofile

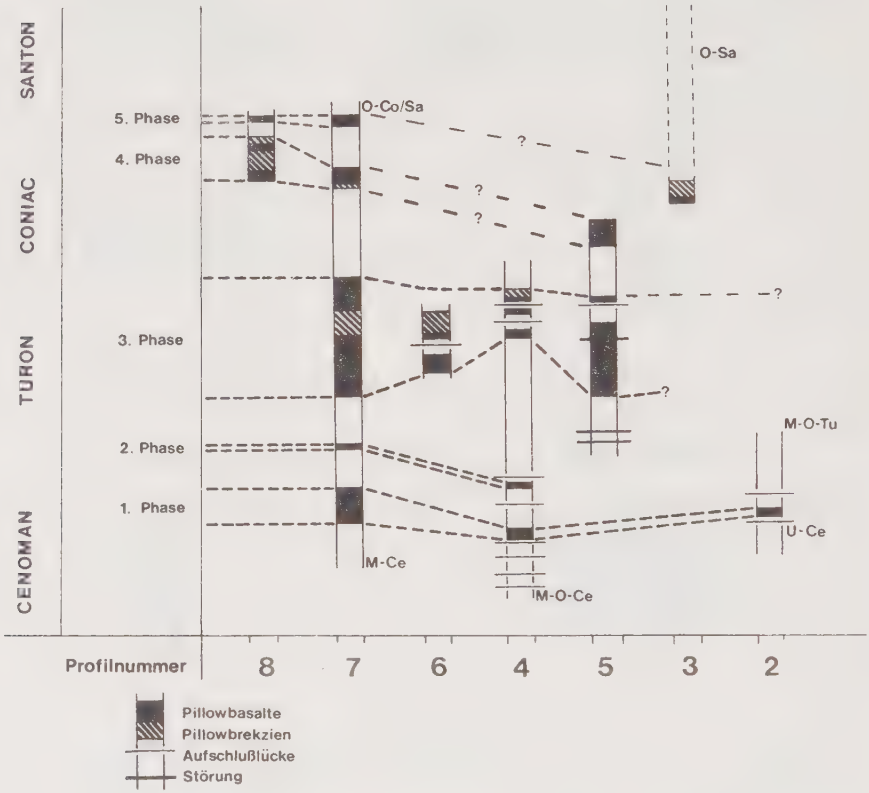


Abb. 66: Korrelation der Vulkanitprofile aus dem SE' Teil des Biscaya-Synklinoriums mit Pillowbasalten oder Pillowbrekzien

In Abb. 66 wurde der Versuch unternommen, die im SE' Teil des Biscaya-Synklinoriums aufgenommenen Profile, in denen Pillowbasalte oder Pillowbrekzien vorkommen, in ein hypothetisches Gesamtbild einzuhängen. Aufgrund fehlender oder oft nur recht ungenauer stratigraphischer Daten basiert die Korrelation überwiegend auf der Annahme, daß die Förderung der Pillowlaven in diesem Gebiet nicht kontinuierlich, sondern in mehreren Schüben erfolgte.

Als Bezugsprofil diente das Profil an der Autobahn zwischen Eibar und Elgoibar (Nr. 7, s. Kap. 3.2.3.7.), in dem fast die gesamte Vulkanitabfolge im Bereich der höchsten Mächtigkeit in ungestörter Folge aufgeschlossen ist. Hier lassen sich fünf Horizonte mit Pillowbasalten oder Pillowbrekzien unterscheiden, die als Phasen der Basaltförderung gedeutet werden (s. Abb. 58).

Das Profil Rio Urola I (Nr. 4) läßt sich dabei mit drei Horizonten von Pillowbasalten recht gut mit dem Profil an der Autobahn (Nr. 7) korrelieren, auch das Auftreten von Pillowbrekzien und die größere Mächtigkeit der dritten Phase stimmen überein. Die Profile Arrate - Barinaga (Nr. 8) und Placencia (Nr. 6) können aufgrund ihrer Nähe zum Profil an der Autobahn in ihre Position gebracht werden. Die unsichersten Korrelationen bestehen zu den Profilen Rio Urola II (Nr. 5) und Vergara (Nr. 3). Während das Profil Rio Urola II durch die Nähe zum Profil Rio Urola I noch einigermaßen einzuordnen ist, kann das Profil Vergara auch zur nächsttieferen Phase gehören. Sicher ist hier wohl nur eine Zuordnung zu einer der drei oberen Phasen, da in den unteren beiden keine Pillowbrekzien gefunden wurden. Das Profil Elgueta (Nr. 2) wurde anhand der mikropaläontologischen Daten ausgerichtet.

4. Petrographische Beschreibung der vulkanischen Gesteine

Von den vorliegenden vulkanitischen Gesteinsproben aus dem Biscaya-Synklinorium wurden einige möglichst unverwitterte und grobkörnige ausgewählt, um davon Dünnschliffe anzufertigen. Der modale Mineralbestand dieser Gesteine ist in der folgenden Tab. 5 übersichtsmäßig zusammengestellt, wobei eine genaue quantitative Modalanalyse wenig aussagekräftig ist, da die primären Mineralphasen weitgehend verändert und pseudomorphisiert wurden. Deshalb wurde hier auch darauf verzichtet. Die Häufigkeiten der einzelnen Mineralkomponenten sind mit den Attributen "sehr viel vorhanden (xxx)", "reichlich vorhanden (xx)", "vorhanden (x)", "wenig vorhanden (-)" und "fraglich (?)" grob abgeschätzt worden, ohne daß damit quantitative Verhältnisse angegeben werden sollen. Die Beschaffenheit der Pyroxene und Plagioklase wurde durch die folgenden Zusatzzeichen charakterisiert: K = überwiegend randlich korrodiert; R = bereits größtenteils umgewandelt, Relikte erkennbar; U = nur noch den Umrissen nach zu identifizieren, das ursprüngliche Mineral ist vollständig pseudomorphisiert; Z = Zonarbau (bei Augiten).

4.1. Kreide-Vulkanite

Im Dünnschliff bestehen die Kreide-Vulkanite mit einem intergranularen bis intersertalen oder ophitischen Gefüge hauptsächlich aus tafelförmigem Plagioklas, Klinopyroxen und Chlorit. Pyroxen und Plagioklas werden aber infolge starker Umwandlung häufig schon ganz oder zum Teil durch weitere, sekundäre Minerale ersetzt.

Der Plagioklas liegt in allen Fällen, in denen eine näherungsweise mikroskopische Bestimmung des Anorthit-Gehaltes überhaupt möglich war, als Albit vor. Er ist in kleinen Täfelchen in der Grundmasse vertreten oder bildet einzelne größere Kristalle in idiomorpher Form. In den am stärksten umgewandelten Gesteinen ist sein Auftreten nur noch den Umrissen nach zu erkennen, das Mineral selber ist jedoch inzwischen vollständig pseudomorphisiert. Häufig ist seine Umwandlung in Prehnit oder Chlorit zu beobachten und auch Kalzit kann in diesem Zusammenhang vorkom-

	Gelände Probennummer	Analysentabelle	Pyroxen	Plagioklas (Albit)	Chlorit	Prehnit	Pumpellyit	Hornblende	Epidot	Quarz	Kalifeldspat	Kalzit	Erz
Kreide-Vulkanite	V 3	2	-,R	x,R	xx							xxx	x
	V 5	3	x,Z	x	xxx							xx	x x
	V 6	4	x	xx	xx	x		x				x	
	V 8	6	x,U	xx,K	xx	xx						xx	x
	V 10	10	xx,K	xxx	xx	x	x	x				x	x x
	V 11	11	xxx,Z	x,R	xx	x						xx	x x
	V 12	24	x,U	x,U	xx	x						xx	x x
	V 13c	27	xx,R		xx	x						xx	x x
	V 13d	28		x	xxx	-						xx	xx
	V 13e	-	xx,Z	x,R	xx	x		-				xx	x
	V 13f	-		x,R	xx	x						xx	x
	V 13g	-		x,U	xxx	x						xx	x
	V 14a	44	x,R		xx	-		x	?			xx	x
	V 15c	-	x,R	x	xx	xx						xx	x
	V 17	32			xx							xxx	x
	V 18	33	x,U	xx,K	xx	x						xx	xxx
	V 22	31	xx,K	x,U	xx	xx	-	-	-			x	x
	V 25	46	x,R	xxx,K	xx							xx	x
	V 27	-	-,R	xxx	xx	x			x			xx	x
	V 29	-	xx,K	xx,K	-	xx		xx	x			-	x
	V 36	52	x,R	xx,K	xx	?						xx	xx
	V 40	58		?	xxx							x	x
	V 46	-		xx	xx	xx					x	?	xx
	V 47	69		xxx	x	x	-		x			-	x
	V 52	70	x,R	-,R	xx	x	-		x	?		xx	x
	V 53	61		xxx	xx			x	x			xx	x
	V 57a	71		xxx	?	xx				xx	x	?	x
	V 57b	72		xxx,K		-					x	xxx	x
	V 60	68	x,R	xx,R	xx	xx		x				xxx	x
	Z 8	14	xxx,K	x,R	xx	x	x	x				x	x
	20/1	36	xxx,K	xx,U	xx	x		x				x	x
	20/2	37	x,R	x,R	xx	xx						xx	xx
	20/3	-		x,K	xx	x						xxx	x
	20/4	38		xx	xxx	-						xx	x
	20/6	-		xx,K	xx	xx						xx	x
	4/4b	-	x,U	x,U	xxx	-						xxx	x
	4/18	42		xx,U	xxx	x						xx	x
	4/19	43	x,U	xx	xx	x						xx	x
	4/30	39	x,R	xx	xx	x						-	x
	4/41	92	x,R	xxx,K	?				x	xx		xx	x
	4/44	-	x,U	xx,K	x	x						xxx	xxx
	38/84	84	x,U	xx,U	xx	x						xx	x
	40/84	85	x,U	xx,U	xx							xx	x
Trias-Ophite	V 30	75	xx,R	xx,K	xx	x			x x	-		-	x
	V 42	73	xx,R	xx,K	xx	xx				x		xx	x x
	9	74	xx,K	xxx	xx	xx						x	x

Tab. 5: Übersicht über den Mineralbestand einiger Dünnschliffe von Vulkaniten des Biscaya-Synklinoriums; Erläuterungen siehe Text.

men. In nur randlich korrodierter oder wenigstens noch reliktischer Form kommt der Plagioklas lediglich in den grobkörnigeren Vulkaniten vor.

Der Pyroxen bildet in der Regel idiomorphe Kristalle, die z.T. größer als 3 mm werden können (Taf. 2, Abb. 6). Sie zeigen in einigen Fällen einen deutlichen Zonarbau (Taf. 2, Abb. 7). Meistens sind die Pyroxenkristalle, ähnlich wie die der Plagioklase stark umgewandelt und durch Chlorit oder Prehnit ersetzt oder vollständig pseudomorphisiert. Die grobkörnigeren Vulkanite enthalten in Zusammenhang mit Pyroxen vereinzelt basaltische Hornblende, die als Saum oder in eigenständigen Kristallen vorkommt. Sie unterscheidet sich durch ihre bei parallelen Nicols deutlich braune Farbe mit stark ausgeprägtem Pleochroismus nach farblos von den nur leicht bräunlich- oder grünlichgelben bis farblosen Pyroxenen. An einigen Stellen sind auch Übergänge zu leicht grünlicher aktinolithischer Hornblende zu beobachten.

Chlorit kommt am häufigsten in der Grundmasse vor, wo er vermutlich an die Stelle glasiger Bestandteile der ursprünglichen Laven getreten ist. Er ersetzt aber auch Pyroxene oder Plagioklas oder füllt Blasenhohlräume aus (Taf. 2, Abb. 8). Bei parallelen Nicols zeigt er eine deutliche Grünfärbung mit schwachem Pleochroismus, bei gekreuzten Nicols lassen sich ab und zu Fe- bzw. Mg-reichere Typen durch bläuliche bzw. bräunliche Farben voneinander unterscheiden.

In Zusammenhang mit Chlorit kommt Prehnit vor, der bei parallelen Nicols farblos ist und sich durch sein typisches schachbrettartiges Auslöschen (Taf. 2, Abb. 9) vom Chlorit unterscheidet. Pumpellyit und Epidot konnten nur in wenigen Fällen beobachtet werden.

Einen Hauptanteil bildet auch der Kalzit, der sowohl in der Grundmasse als auch in Blasenhohlräumen vertreten ist und z.T. über 50 % des Gesteinsvolumens ausmachen kann (z.B. Probe V17, Tab. A1). Über Anfärbemethoden (Alizarinrot) konnte in einigen Fällen auch Dolomit nachgewiesen werden.

Quarz und Kalifeldspat sind in einigen höher differenzierten Vulkaniten enthalten (z.B. Proben Nrn. V57a, V57b, 4/41). Sie

enthalten keinen oder nur wenig Pyroxen und Chlorit und zeichnen sich vor allem durch einen hohen Anteil an feinen Plagioklas-Täfelchen aus. Ein Vergleich mit den geochemischen Analysen (s. Kap. 5) zeigt für diese Proben ebenfalls erhöhte SiO_2-Werte und einen relativ hohen normativen Quarzgehalt (s. Tab. A1).

In allen Proben lassen sich in der Grundmasse meist sehr feinkörnige Erzminerale feststellen, die nur in wenigen Fällen stark gehäuft auftreten und dann den Gesteinschemismus beeinflussen, indem sie im Vergleich zu den übrigen Proben erhöhte FeO^*-Gehalte aufweisen (vgl. z.B. Probe Nr. V18, Tab. 5 und Tab. A1). Mitunter kann man auch noch glasige oder ehemals glasige Partien in der Grundmasse erkennen.

Die Mineralparagenese Albit, Ca-führende Silikate und Kalzit deutet darauf hin, daß in den Kreide-Vulkaniten ursprünglich ein Anorthit-reicherer Plagioklas vorlag, der durch postmagmatische Austauschvorgänge in Albit (+ Ca-führende Minerale) umgewandelt wurde. Ein wichtiger Punkt in der Veränderung der ursprünglichen Zusammensetzung der Vulkanite ist dabei die Devitrifizierung von basaltischem Glas, bei der vornehmlich Chlorit gebildet wird. Nach VALLANCE (1969) und LOESCHKE (1973) werden dadurch Na, K, Si und Ca freigesetzt und in andere, sekundäre Minerale wie z.B. Kalzit, Prehnit oder Epidot eingebaut.

Der vorliegende Mineralbestand der Kreide-Vulkanite mit Albit, Chlorit, Kalzit und ± Epidot ist typisch für eine spilitische Mineralzusammensetzung (VALLANCE, 1960 : 31). Nach VALLANCE (1969, 1974) können die Spilite als veränderte Basalte angesprochen werden.

4.2. Trias-Ophite

Unter dem Mikroskop zeigen die Trias-Ophite ein im großen und ganzen ähnliches Bild wie Kreide-Vulkanite in gröberkörniger Ausbildung. Sie bestehen mit einem ophitischen bis intergranularen Gefüge in der Hauptsache aus Pyroxen und Plagioklas, die postmagmatisch mehr oder weniger stark durch Chlorit oder Prehnit

ersetzt worden sind und z.T. randlich korrodiert, z.T. aber auch nur noch reliktisch vorkommen. Daneben treten vor allem Kalzit, wenig Epidot und in seltenen Fällen auch Quarz auf.

Im Gegensatz zu den Kreide-Vulkaniten zeigen die in dieser Arbeit untersuchten Trias-Ophite keine Merkmale, die auf eine effusive Bildung der Gesteine, wie z.B. Blasenhohlräume, hindeuten. Auf die möglichen Pillows in den Ophiten von Poza de la Sal wurde bereits in Kap. 3.1.1. hingewiesen.

5. Geochemie der vulkanischen Gesteine des Biscaya-Synklinoriums

5.1. Probennahme

Um zu einer möglichst repräsentativen Erfassung der im Biscaya-Synklinorium vorkommenden vulkanischen Gesteine zu gelangen, wurde der Versuch unternommen, die Vulkanitvorkommen mit einem Raster von Probenpunkten flächenhaft abzudecken. Durch das an der Biscaya herrschende feuchte Klima ist der Boden jedoch unter einer üppigen Vegetationsdecke tiefgründig verwittert und Aufschlüsse mit Probenentnahmemöglichkeiten waren nur an Flußläufen und Straßeneinschnitten sowie in einigen Steinbrüchen zu finden. Dennoch dürfte mit der Anzahl von insgesamt 78 Proben von Kreide-Vulkaniten und 9 Trias-Ophiten von verschiedenen Stellen des Biscaya-Synklinoriums (s. Abb. 67) das Spektrum der vorkommenden magmatischen Gesteine ausreichend erfaßt sein. Zu Vergleichszwecken wurden 6 weitere Proben von Trias-Ophiten aus den Baskischen Massiven (Goizueta, Vera de Bidasoa, beide Prov. Navarra),

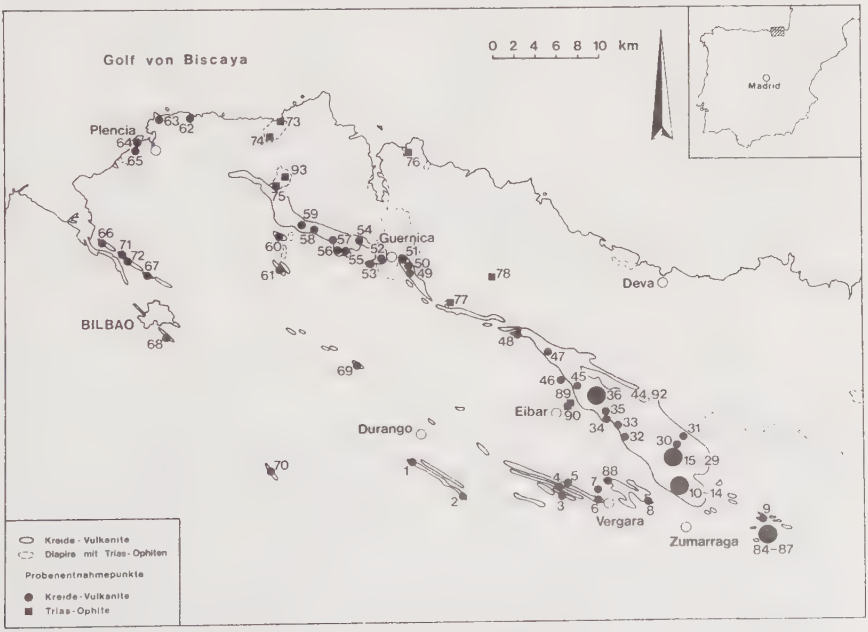


Abb. 67: Probenentnahmepunkte von Kreide-Vulkaniten und Trias-Ophiten im Biscaya-Synklinorium

aus dem Diapir von Poza de la Sal (Prov. Burgos) und vom N' Rand der Iberischen Ketten (Jubera, Prov. Logroño; MESCHEDE, 1981) herangezogen.

Die Gesteinsproben (ca. 1 - 3 kg) wurden im Gelände von Verwitterungsrinden und Kluftbelägen so weit wie möglich befreit, im Labor gewaschen, getrocknet und nochmals mit Hilfe der Gesteinspresse von unfrischen Bruchstücken gereinigt. Im Backenbrecher erfolgte die weitere Zerkleinerung des Probenmaterials, das nach mehrfacher Teilung in einer Schwingscheibenmühle "mehlfein" (Fingerprobe) gemahlen wurde.

Im Geochemischen Zentrallabor des Mineralogischen Institutes der Universität Tübingen wurden von den Pulverproben je zwei Schmelztabletten hergestellt und die Elemente Si, Ti, Al, Fe (gesamt), Mg, Ca, Na, K und P sowie die Spurenelemente Cr, Ni, Rb, Sr, Y, Zr und Nb mit Hilfe der Röntgenfluoreszenz-Methode quantitativ bestimmt. Zur Eichung des RFA-Gerätes dienten folgende internationale Standards (FLANAGAN, 1973):

AGV-1	JB-1	NIM-G	PCC-1	SDC-1
BCR-1	JG-1	NIM-L	QLO-1	MRG-1
BHVO-1	MAG-1	NIM-P	RGM-1	SO-3
GSP-1	NIM-D	NIM-S	SCO-1	SL-1

Im Labor des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Universität Tübingen wurden die Gehalte der Gesteine an zweiwertigem Eisen titrimetrisch, H_2O gravimetrisch nach dem Penfield-Verfahren, CO_2 nach der Scheibler-Methode und der Glühverlust bestimmt. Die Analysenergebnisse sind im Einzelnen in Tab. A1 (im Anhang) aufgeführt.

5.2. Sekundäre Veränderungen

In Abb. 68 ist die Häufigkeitsverteilung der SiO_2-Gehalte der untersuchten Proben in einem Histogramm wiedergegeben. Die Kreide-Vulkanite liegen mit ihren SiO_2-Gehalten zum größten Teil zwischen 38 und 50 %, während die Trias-Ophite im Durchschnitt etwas höhere Werte um 50 % aufweisen. Die meisten Proben, sowohl von den Kreide-Vulkaniten als auch von den Trias-Ophiten, gehören zur Gruppe der Basaltgesteine. Einige wenige Proben haben SiO_2-Gehalte von mehr als 56 % und liegen damit oberhalb der von MANSON

(1968) angegebenen Grenze für basaltische Gesteine (Analysen Nrn. 23, 71, 72, 79 und 92, s. Tab. A1).

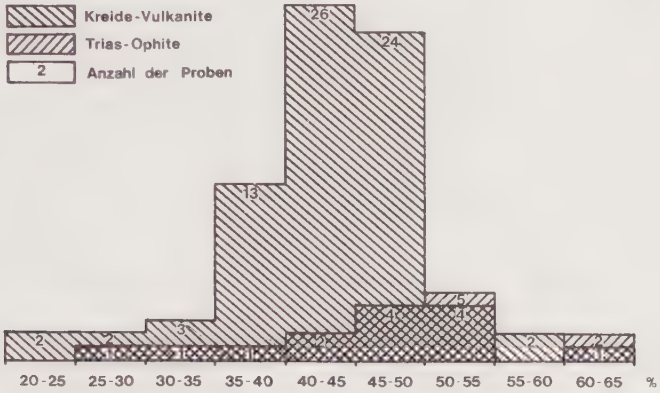


Abb. 68: **SiO_2-Histogramm**

In Abb. 69a und b ist die Verteilung der Elementoxide TiO_2, Al_2O_3, FeO, Fe_2O_3 und MgO bzw. CaO, Na_2O und K_2O gegen SiO_2 dargestellt. Die meisten Hauptelemente streuen sehr stark, lediglich Al_2O_3, CaO und Na_2O zeigen erkennbare Korrelationen, obwohl auch hier große Schwankungen bei gleichem SiO_2-Gehalt auftreten.

Die Pillowbasalte haben im Gegensatz zu den übrigen Proben z.T. relativ hohe Fe_2O_3-Gehalte bei gleichzeitig niedrigen FeO-Gehalten. Dem durchschnittlichen Fe_2O_3/FeO-Verhältnis von 1,303 für die Pillowbasalte steht ein Wert von 0,519 für die übrigen kretazischen Basalte gegenüber. Die Pillowbasalte unterlagen damit zumindest teilweise einer stärkeren Oxidation des (zweiwertigen) Eisens als die Dolerite. Das kann einerseits auf eine stärkere Einwirkung des Sauerstoffs auf das Gestein während oder kurz nach der Bildung oder aber später auf zirkulierende Wässer, die durch den höheren Porenanteil in den Pillowbasalten begünstigt waren, zurückgeführt werden. Die in Sills vorkommenden Dolerite weisen demnach noch einen dem ursprünglichen Chemismus mehr entsprechenden Charakter auf.

Die SiO_2-Gehalte der Kreide-Vulkanite schwanken insgesamt zwischen 24 und 64 % und sind, wie aus dem Verhältnis von CaO zu SiO_2 ersichtlich wird, vom Karbonatgehalt der Gesteine stark beeinflußt. Hohe CaO-Werte bei gleichzeitig niedrigen SiO_2-

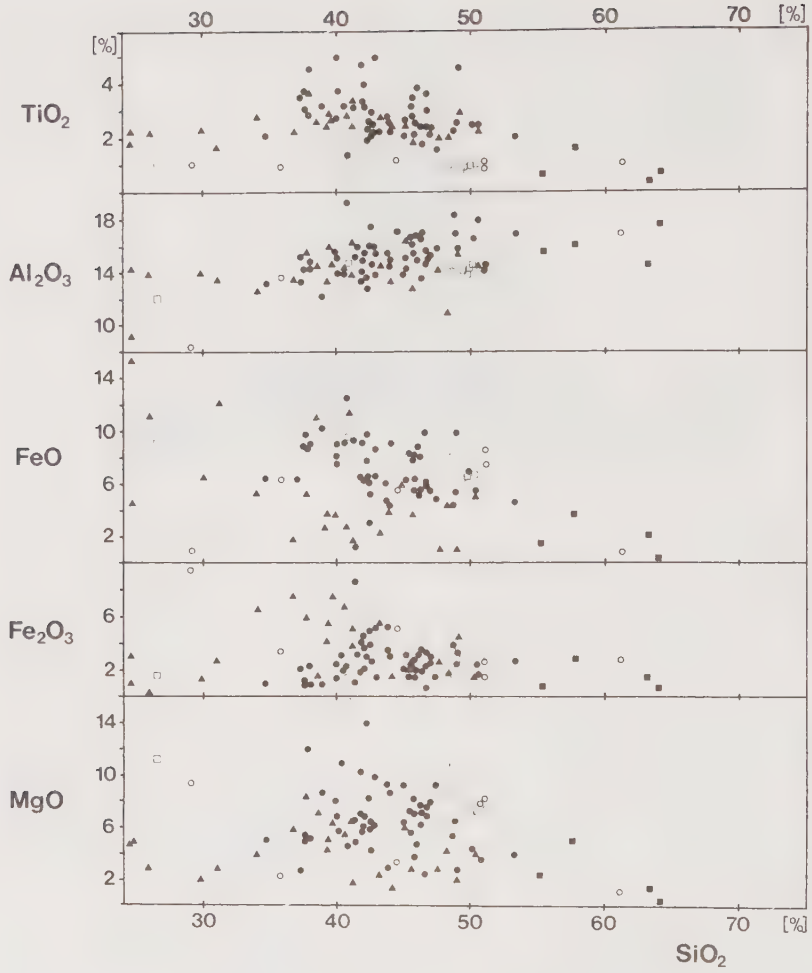


Abb. 69a: Verteilung der Hauptelemente TiO_2, Al_2O_3, FeO, Fe_2O_3 und MgO gegen den SiO_2-Gehalt für die Kreide-Vulkanite und Trias-Ophite

Zeichenerklärung:

● Doleritische und feinkörnige Basalte
▲ Pillowbasalte
■ Trachytische Vulkanite

□ Biscaya-Synklinorium
○ Vergleichsproben

Kreide-Vulkanite

Trias-Ophite

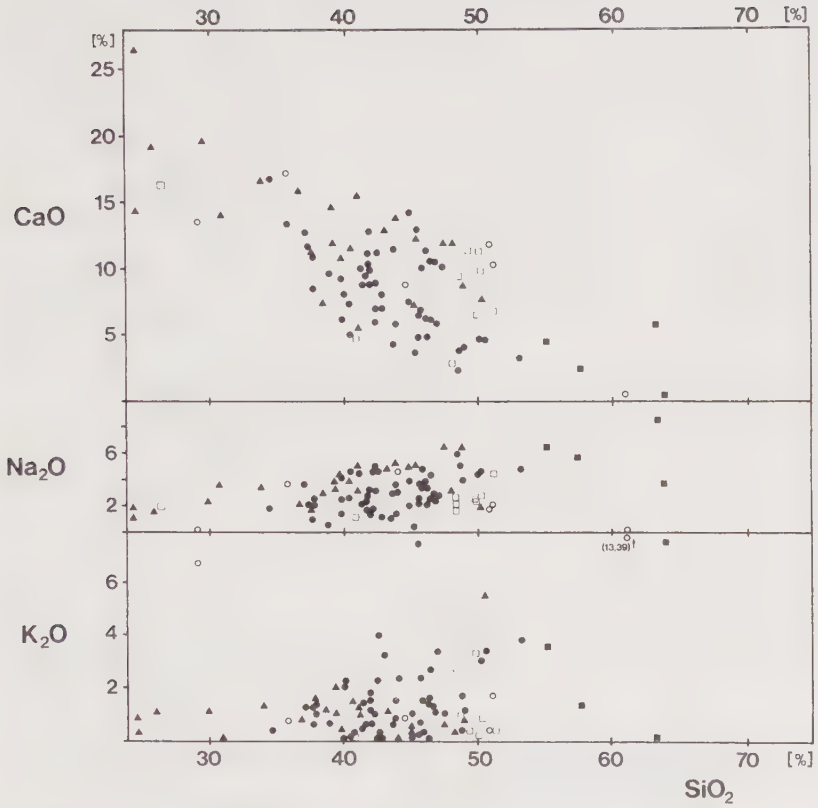


Abb. 69b: Verteilung der Hauptelemente CaO, Na_2O und K_2O gegen den SiO_2-Gehalt für die Kreide-Vulkanite und Trias-Ophite; Zeichenerklärung s. Abb. 69b.

Gehalten deuten auf Kalzitfüllungen hin, die die Gesamtanalyse stark zu Ungunsten der ursprünglichen Absolutgehalte der Elemente beeinflussen. Rund 65 % der Pillowbasalte, jedoch nur etwa 29 % der doleritischen Basalte haben SiO_2-Gehalte unter 42 %. Die CaO-Gehalte der Pillowbasalte liegen dabei im allgemeinen über, die der Basalte ohne Pillowstrukturen unter 10 %. Hierin spiegelt sich die porösere Primärstruktur der Pillowbasalte wider, deren blasige Hohlräume heute größtenteils mit Kalzit ausgefüllt sind. Proben mit sehr hohem Blasenanteil haben dementsprechend auch

hohe CO_2- bzw. CaO-Gehalte (z.B. Analyse Nr. 32 (Tab. A1) mit einem Blasenanteil von über 50 %.

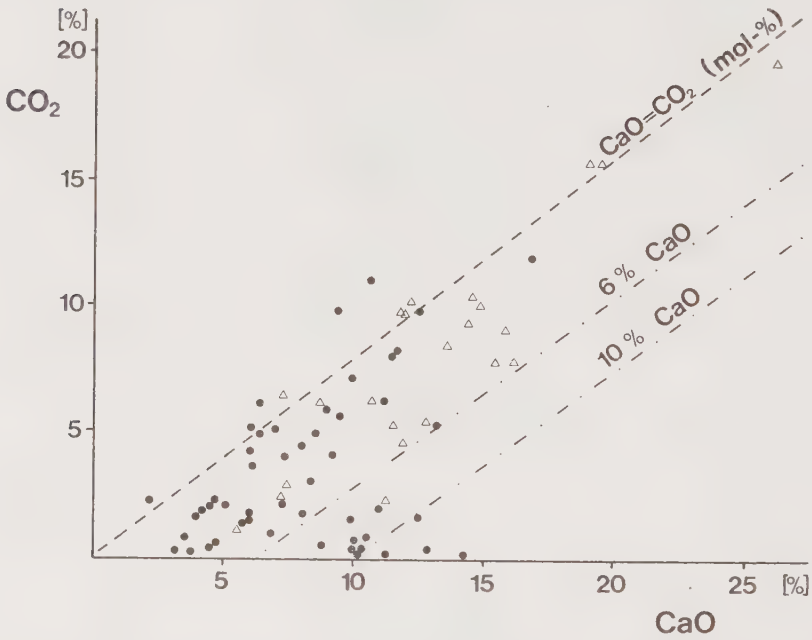


Abb. 70: Verteilung des CO_2-Gehaltes gegen den CaO-Gehalt in den Kreide-Vulkaniten

● Doleritische und feinkörnige Basalte
△ Pillowbasalte

In Abb. 70 sind die CO_2- und CaO-Gehalte der Kreide-Vulkanite gegeneinander aufgetragen. Die gestrichelte Linie entspricht dem molekularen Gleichgewicht von CO_2 und CaO, d.h., daß in Proben, die auf diese Linie fallen, sämtliches CaO und CO_2 in Form von $CaCO_3$ vorliegen müßte. Zieht man das rechnerisch im $CaCO_3$ gebundene CaO vom Gesamt-CaO-Gehalt ab, bleibt nur ein kleiner Teil der Basalte übrig, der einen Überschuß von 6 - 10 % CaO (zwischen den Strich-Punkt-Linien für 6 bzw. 10 %) zeigt und damit etwa dem Primärgehalt von unveränderten rezenten Basalten entspricht (s. Tab. A3); die meisten Proben haben nach dem Abzug des Kalzitanteils geringere Gehalte. Einige Proben über-

schreiten sogar die molekulare Gleichgewichtslinie zwischen CaO und CO_2 und deuten damit dolomitische Anteile in der Karbonatfüllung an, da der überschüssige Teil des CO_2 vermutlich aus Magnesiumkarbonat stammt. Mit Hilfe von Anfärbemethoden konnten auch dolomitische Komponenten in Dünnschliffen nachgewiesen werden (vgl. Kap. 4.1.).

Die stark unterschiedlichen CaO-Gehalte (von weniger als 3 bis mehr als 25 %) und ihr oft nur geringer Überschuß gegenüber CO_2 lassen den Schluß zu, daß hier primäres CaO aus dem Gestein einerseits in den Kalzit der Hohlräume eingebaut, andererseits jedoch auch gänzlich abgeführt wurde.

Um diese starken sekundären Veränderungen der Absolutgehalte durch Kalzitfüllungen zu berücksichtigen, wurde versucht, mittels einer Korrektur-Berechnung das überschüssige CaO zu eliminieren und die Analysenwerte auf Summen von 99 % aufzuaddieren (bei einem angenommenen primären Wassergehalt von 1 %; vgl. BEARTH & STERN, 1979).

Von der Summe wurde der Calcitgehalt (berechnet aus mol% von CaO und CO_2) abgezogen und auf 99 % (trocken) umgerechnet. Anstelle des analysierten CaO-Gehaltes wurde der primäre CaO-Gehalt (= überschüssiges CaO) verwendet. Die dabei angewendeten Berechnungsformeln lauten:

$$CO_2 + \frac{56}{44} CO_2 = \text{Calcit}$$ (56 und 44 entsprechen den Atomgewichten von CaO und CO_2)

$$\frac{99}{\text{anal.} - \text{Calcit}} = F$$ (Faktor zur Kalkulation sämtlicher Elemente)

$$CaO - \frac{56}{44} CO_2 = CaO_{prim.}$$ (primärer CaO-Gehalt bzw. überschüssiges CaO)

Die errechneten Werte zeigten jedoch gegenüber den analysierten Daten keine dichteren Häufigkeitsmaxima oder bessere Korrelationen, was vor allem auf unbestimmte Beträge der Zu- und Abfuhr von Calcit zurückzuführen ist. Die einfache Eliminierung des Calcit-Anteils berücksichtigt nicht die Austauschreaktionen der Spilitisierung (s.u.) und spätere Verwitterung, die oft mit einer Entkalkung verbunden ist.

Lediglich einige Proben mit überdurchschnittlich hohen CaO-Anteilen (CaO > 13 %) liegen in Diagrammen, die die Absolutgehalte von SiO_2 gegen andere Hauptelemente auftragen etwas außerhalb

des normalen Trends (s. Abb. 77, 78, 83, 89). Bei Verwendung der Spurenelemente läßt sich keine Abhängigkeit vom CaO-Gehalt feststellen.

Der negativen Korrelation von CaO und SiO_2 steht eine leicht positive von Na_2O und SiO_2 gegenüber (s. Abb. 69b) und ordnet damit hohen CaO-Gehalten niedrige Na_2O-Gehalte zu, was sich in einem Diagramm Na_2O-CaO als negative Korrelation äußert (Abb. 71). Nach VALLANCE (1965, 1974) läßt sich bei einer negativen Korrelation in diesem Diagramm auf eine Spilitisierung von Basalten schließen.

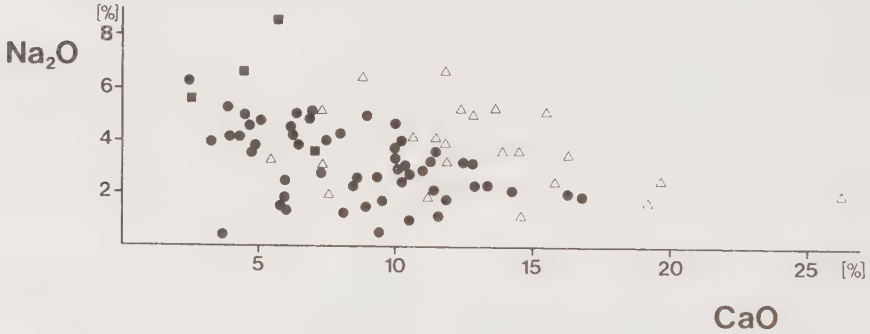


Abb. 71: Verteilung des Na_2O-Gehaltes gegen den CaO-Gehalt in den Kreide-Vulkaniten

● Doleritische und feinkörnige Basalte
△ Pillowbasalte
■ Trachytische Vulkanite

Als Spilitisierungen werden metasomatische Veränderungen von basaltischen Gesteinen durch die Einwirkung von Meerwasser bezeichnet, bei denen einerseits SiO_2, CaO und auch Al_2O_3 aus den Basalten herausgelöst werden und sich im Meerwasser anreichern, andererseits Na_2O, MgO, MnO, P_2O_5, Fe_2O_3, FeO* und Wasser von ihnen aufgenommen werden können, Kalium verhält sich dabei unspezifisch und kann sowohl aufgenommen als auch abgegeben werden (VALLANCE, 1960, 1969, 1974; S.R. HART, 1969; HERRMANN & WEDEPOHL, 1970; S.R. HART et al., 1974; BLOCH & BISCHOFF, 1979). Diese Erkenntnisse ergaben sich auch aus experimentellen Studien (YODER & TILLEY, 1962; R.A. HART, 1973; MOTTL & HOLLAND, 1978; SEYFRIED & BISCHOFF, 1979; MENZIES & SEYFRIED, 1979; HAJASH & ARCHER, 1980) und erwiesen sich auf Basalte anwendbar, die hydrothermal oder durch niedriggradige Metamorphose verändert wurden (WOOD et al., 1976; COISH, 1977; HUMPHRIS & THOMPSON, 1978a, b).

In Abb. 71 läßt sich für die doleritischen und feinkörnigen Basalte eine schwache negative Korrelation von Na_2O und CaO er-

kennen, während die Pillowbasalte sehr unregelmäßig verstreut sind. Eine Spilitisierung der kretazischen Basalte des Biscaya-Synklinoriums hat demnach wohl stattgefunden, läßt sich aber nur undeutlich eingrenzen, da die spätere Ausfüllung der Hohlräume mit Kalzit unterschiedlich starke Veränderungen im CaO-Gehalt bewirkte. Dabei sind die hohlraumreicheren Pillowbasalte sehr viel stärker betroffen und zeigen auch dementsprechend keinen erkennbaren Trend im Na_2O-CaO Diagramm.

In den letzten Jahren wurden auch die Spurenelementgehalte magmatischer Gesteine immer häufiger zur Bestimmung von Magmenzugehörigkeiten und geotektonischen Bildungsbereichen herangezogen. Im Gegensatz zu den Hauptelementen und vor allem den Alkalien, die schon bei geringen äußeren Einwirkungen in die mobile Phase übergehen, werden eine Reihe von Spurenelementen und Seltenen Erden bei der Spilitisierung und niedriggradiger Metamorphise, z.T. sogar bis in die Amphibolit-Fazies hinein als weitgehend immobil angesehen (CANN, 1970; WOOD et al., 1976; FIELD & ELLIOT, 1974; CONDIE, 1976; COISH, 1977; HUMPHRIS & THOMPSON, 1978b; PEARCE & NORRY, 1979). Zu den immobilen Spurenelementen gehören vor allem Ti, P, Zr, Y, Nb, Hf, Ta, Th und Ga, wobei ihr Ionenpotential ein Kriterium für die Resistenz gegenüber sekundären Beeinflussungen ist. So wird Phosphor aufgrund seines höheren Ionenpotentials (P^{5+} gegenüber Ti^{3+}, Y^{3+}) als nur bedingt immobil eingestuft (PEARCE, i.D.).

In Abb. 72 ergeben sich für die untersuchten Proben gute Korrelationen von Nb und Y mit Zr, eine weniger ausgeprägte von Ti mit Zr und eine nur mäßig ausgebildete von P_2O_5 mit Zr. Ti zeigt mit Nb allerdings eine deutliche Korrelation (Abb. 73). Nach PEARCE (i.D.) deuten gute Korrelationen zwischen zwei Elementen einer zusammengehörigen Probenserie auf immobiles, schlechte Korrelationen auf mobiles Verhalten während sekundärer Beanspruchungen. Es ist daher anzunehmen, daß sich die Nb-, Zr-, Ti- und Y-Gehalte in den Vulkaniten des Biscaya-Synklinoriums durch sekundäre Beeinflussungen nicht oder nur unwesentlich, die P_2O_5-Gehalte jedoch schon stärker verändert haben.

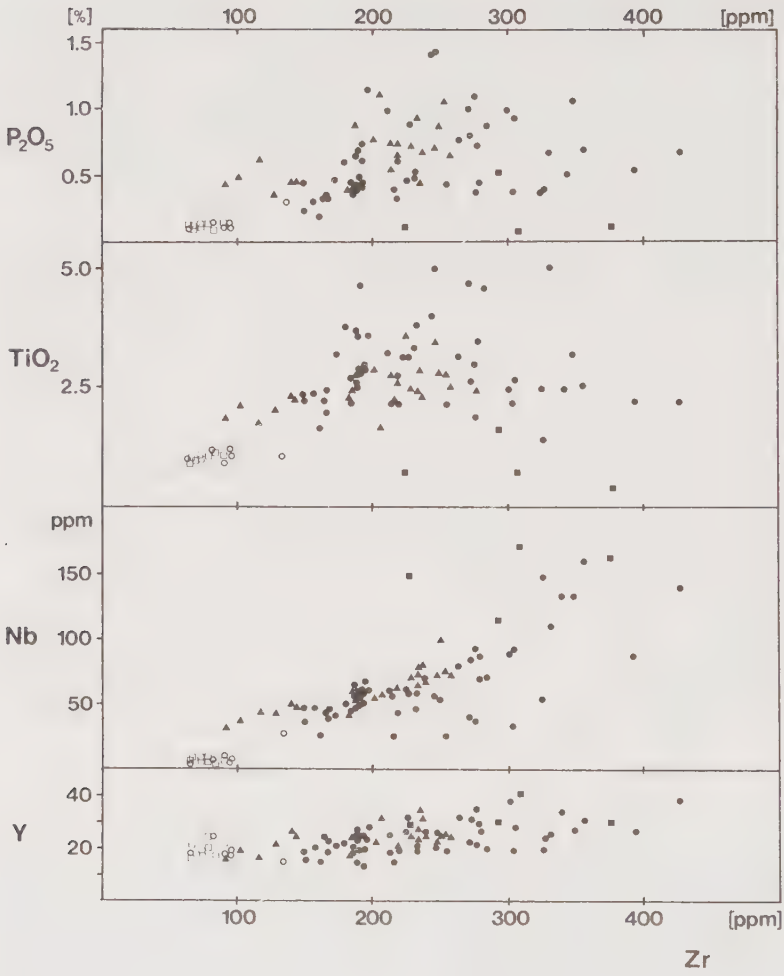


Abb. 72: Verteilung der Spurenelemente P_2O_5, TiO_2, Nb und Y gegen den Zr-Gehalt für die Kreide-Vulkanite und Trias-Ophite (Zeichenerklärung s. Abb. 69a).

In Abb. 74 sind die untersuchten Vulkanite in das TiO_2-K_2O-P_2O_5 Diagramm nach T.H. PEARCE et al. (1975) eingetragen. Dieses Diagramm wurde zur Unterscheidung von kontinentalen und ozeanischen Basalten entwickelt und ist nur auf "nicht alkaline primitive" Basalte anwendbar. Es läßt sich aber auch hier benützen, um die

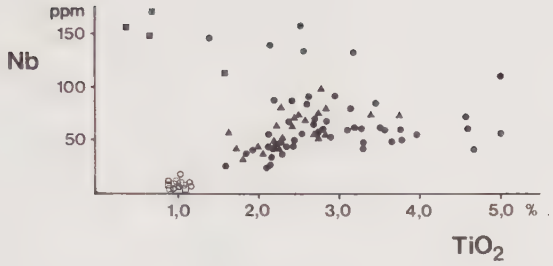


Abb. 73: Verteilung des Nb-Gehaltes gegen den TiO_2-Gehalt in den Kreide-Vulkaniten und Trias-Ophiten (Zeichenklärung s. Abb. 69a).

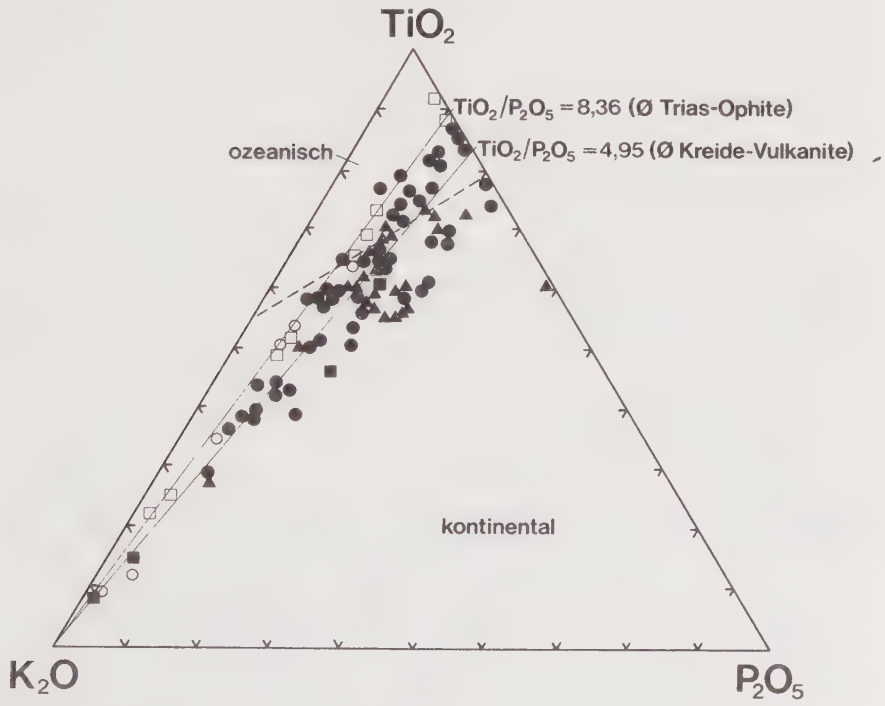


Abb. 74: TiO_2-K_2O-P_2O_5 Diagramm nach T.H. PEARCE et al. (1975) für die Kreide-Vulkanite und Trias-Ophite (Zeichenerklärung s. Abb. 69a).

Streubreite von K_2O und das etwa gleichbleibende Verhältnis TiO_2/P_2O_5 zu zeigen. Die Trias-Ophite liegen dabei mehr oder weniger auf einer Linie, die deren durchschnittlichem TiO_2/P_2O_5-Verhältnis von 8,36 entspricht, während das Verhältnis der Kreide-Vulkanite mit Werten zwischen 3 und 10 erheblich mehr schwankt. Der Durchschnitt liegt hier bei 4,95. Auf die Trias-Ophite wäre das Diagramm auch im Sinne von T.H. PEARCE et al. (1975) anwendbar, da sie, wie später gezeigt wird, tholeiitischen Charakter haben, jedoch liegen die Punkte gleichermaßen im ozeanischen wie im kontinentalen Feld, so daß hier keine weitere Aussage über ihren Ursprung möglich wird.

Ähnlich wie die Alkalien sind auch die Spurenelemente Rb und Sr zwar in vielen Fällen charakteristisch für bestimmte Magmentypen, sie werden aber von den gleichen chemischen Prozessen kontrolliert und sind damit ebenso anfällig für sekundäre Veränderungen bei der Spilitisierung oder schwachen metamorphen Überprägungen (S.R. HART, 1969; HUMPHRIS & THOMPSON, 1978b; PEARCE & CANN, 1973; SMITH & SMITH, 1976).

Rb ist an Stelle von K in Feldspäten enthalten und Sr ersetzt das Ca im Plagioklas und im Epidot. Sowohl Ca als auch K erwiesen sich aber bei metasomatischen oder metamorphen Beanspruchungen als mobil, so daß zu erwarten ist, daß auch die Rb- und Sr-Gehalte nicht mehr dem primären Gesteinschemismus entsprechen. Eine relativ straffe Korrelation im K-Rb-Diagramm in Abb. 75 unterstützt die Annahme, daß K und Rb auf äußere Einwirkungen in gleicher Weise reagieren.

Im Ca-Sr Diagramm (Abb. 76) streuen die Werte hingegen erheblich mehr und machen so das kompliziertere Verhalten von Sr bei sekundären Veränderungen deutlich. In Abb. 76 liegen über 90 % aller Pillowbasalte über einer visuell gezogenen Trennlinie, hingegen nur weniger als 20 % der kretazischen Dolerite. Am Anfang dieses Kapitels wurde schon darauf hingewiesen, daß der Kalzitanteil in den Pillowbasalten im allgemeinen höher ist, als in den Doleriten (vgl. Tab. A3). Daraus ergibt sich nun, daß bei einem hohen Anteil von kalzitgebundenem Ca ein relativ niedriger Sr-Gehalt vorliegt. Das Ca/Sr-Verhältnis des sekundär ausgefällten Kalzits ist folglich größer als das in den übrigen

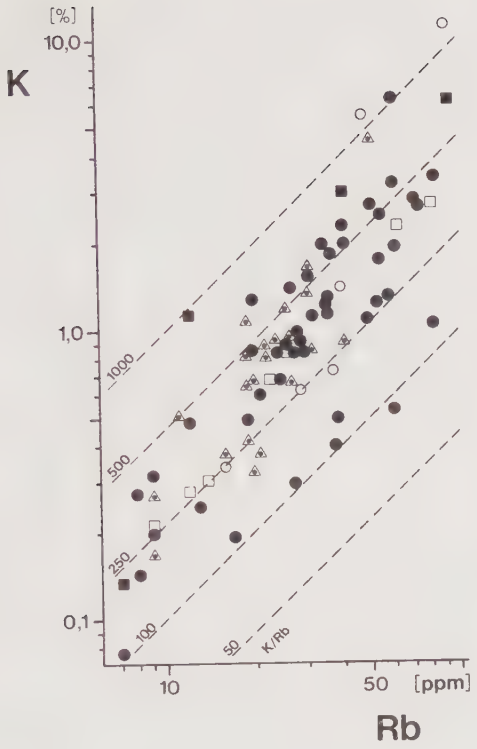


Abb. 75:

K-Rb Diagramm für die Kreide-Vulkanite und Trias-Ophite

Zeichenerklärung für Abb. 75 und 76

Kreide-Vulkanite
- ● Doleritische und feinkörnige Basalte
- △ Pillowbasalte
- ■ Trachytische Vulkanite

Trias-Ophite
- □ Biscaya-Synklinorium
- ○ Vergleichsproben

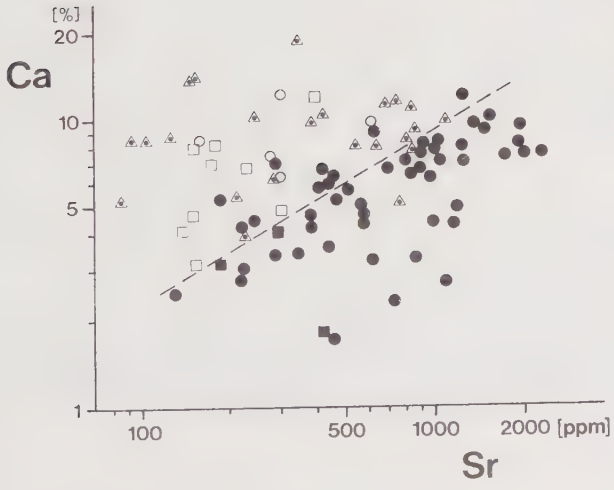


Abb. 76:

Ca-Sr Diagramm für die Kreide-Vulkanite und Trias-Ophite

Mineralkomponenten, die Ca enthalten. Dieser Befund steht in Einklang mit WINCHESTER & MAX (1982) und LAMBERT & HOLLAND (1974), die darauf hinweisen, daß Kalzit Sr-abweisende Eigenschaften besitzt. Eine andere Erklärungsmöglichkeit geben HUMPHRIS & THOMPSON (1978b), die annehmen, daß Basalte bei der Epidotbildung zusätzliches Sr aus der Umgebung aufnehmen. Da jedoch im modalen Mineralbestand der Kreide-Vulkanite nur sehr wenig Epidot zu finden ist (s. Kap. 4.1., Tab. 5), kann der Hauptanteil an diesen Verschiebungen dem Kalzit zugeschrieben werden.

In Tab. A3 sind die Durchschnittsgehalte der Haupt- und Spurenelemente einiger Basalttypen im Vergleich zu den untersuchten Vulkaniten angegeben. Die Pillowbasalte und Dolerite zeigen dabei gegenüber einem typischen Alkali-Basalt erniedrigte SiO_2-Gehalte, die wie bereits ausgeführt, durch z.T. hohe Kalzitanteile hervorgerufen werden.

VALLANCE (1969) beschreibt mit der Chloritisierung von basaltischem Glas bzw. der feinkörnigen Grundmasse von Sills bei gleichzeitiger Wasseraufnahme noch eine weitere Möglichkeit der Verringerung des absoluten SiO_2-Gehaltes. In Abb. 77 ist der SiO_2-Gehalt der untersuchten Proben gegen ihren H_2O-Gehalt aufgetragen. Die gestrichelte Linie stellt die von R.A. HART (1976) theoretisch errechneten Veränderungen im SiO_2-Gehalt bei Zugabe von H_2O in das geschlossene System eines typischen mittelozeanischen Rückenbasaltes dar. Die Trias-Ophite weisen eine größtenteils recht straffe Korrelation entlang der gestrichelten Linie auf und entsprechen dem von R.A. HART (1976) errechneten Trend. Die Kreide-Vulkanite zeigen in diesem Diagramm eine gewisse negative Korrelation, die jedoch den SiO_2-Gehalt der Kreide-Vulkanite mit zunehmendem H_2O-Gehalt stärker abnehmen läßt, als es die errechnete Linie vorgibt. Darin spiegelt sich möglicherweise die auch schon in Kap. 4.1. beschriebene starke Chloritisierung der Gesteine wider, die im Sinne von VALLANCE (1969) den Absolutgehalt an SiO_2 verringert.

Die Bestimmung des H_2O-Gehaltes ist normalerweise mit einem relativ großen analytischen Fehler behaftet; deswegen darf es nicht verwundern, wenn in Diagrammen, in denen H_2O verwendet wird, breitere Streuungen auftreten. Im H_2O-SiO_2 Diagramm von R.A. HART (1976) treten solche Streuungen ebenfalls auf.

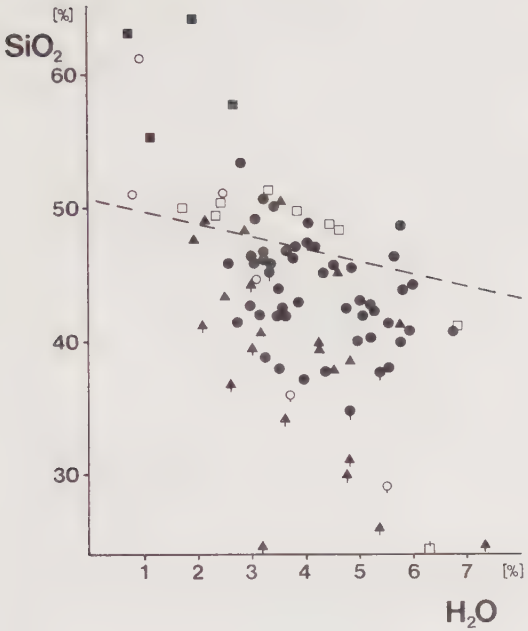


Abb. 77:
SiO_2-H_2O Diagramm nach R.A. HART (1976). Gestrichelte Linie: theoretisch errechnete SiO_2-Abnahme bei Zugabe von H_2O in das geschlossene System eines mittelozeanischen Rückenbasaltes.
Zeichenerklärung s. Abb. 69a,
Proben mit CaO > 13 %:
● ▲ ○

In Tab. A3 zeigen sich außerdem einige markante Unterschiede zwischen Kreide-Vulkaniten und Trias-Ophiten. Dabei sind in erster Linie relativ hohe TiO_2, P_2O_5, Sr, Zr und Nb Gehalte für die Kreide-Vulkanite festzustellen, die mit den Durchschnittsgehalten von Alkalibasalten vergleichbar sind gegenüber einem mehr tholeiitischen Charakter der Trias-Ophite mit niedrigen Gehalten an den genannten Elementen. Auffällig bei den Trias-Ophiten ist ein erhöhter K_2O-Anteil, der auf eine K_2O-Zuwanderung hindeutet.

5.3. Magmenzugehörigkeit der Basalte

Die Magmenzugehörigkeit einer vulkanischen Gesteinsserie läßt sich mit Hilfe der Alkalien Na_2O und K_2O für rezente Basalte gut eingrenzen (MACDONALD & KATSURA, 1964; KUNO, 1968), doch sind es, wie im Vorangegangenen gezeigt wurde, vor allem diese Elemente, die für sekundäre Veränderungen besonders anfällig sind (HUGHES, 1973; MIYASHIRO, 1974) und damit die Klassifizierung besonders

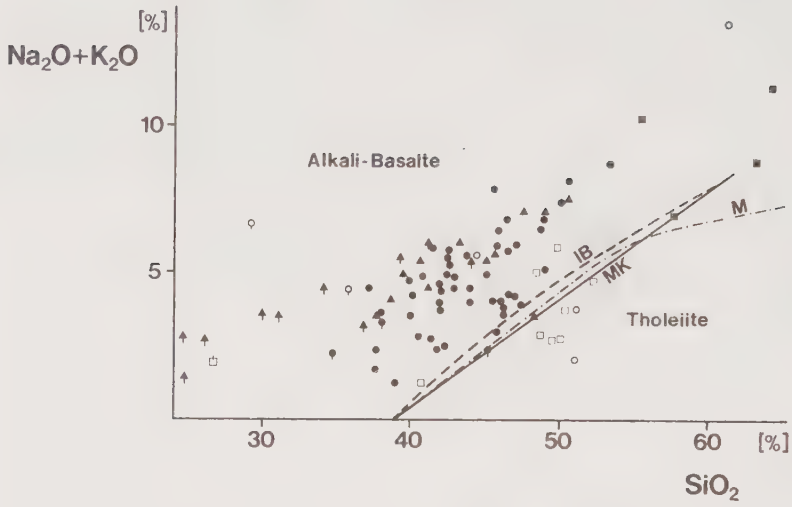


Abb. 78: (Na_2O+K_2O)-SiO_2 Diagramm für die Kreide-Vulkanite und Trias-Ophite. Trennungslinien nach: MACDONALD & KATSURA (1964) = MK; IRVINE & BARAGAR (1971) = IB; MIYASHIRO (1978) = M . Zeichenerklärung s. Abb. 69a.

von metasomatisch oder metamorph veränderten Paläo-Basalten erschweren.

Das (Na_2O+K_2O)-SiO_2 Diagramm, in das die untersuchten Vulkanite in Abb. 78 eingetragen sind, wurde von MACDONALD & KATSURA (1964) und IRVINE & BARAGAR (1971) zur Unterscheidung von Tholeiiten und Alkalibasalten entwickelt. Eine jüngere Arbeit von MIYASHIRO (1978) verlängert die Trennlinie in den Bereich saurer Gesteine hinein. Es ergeben sich trotz der zahlreichen sekundären Veränderungen, denen die Vulkanite des Basko-Kantabrischen Raumes unterworfen waren (s. Kap. 5.2.), erkennbare Unterschiede zwischen den Kreide-Vulkaniten und den Trias-Ophiten. Sämtliche Kreide-Vulkanite fallen in das Feld der Alkalibasalte, während die Trias-Ophite überwiegend tholeiitischen Charakter zeigen. ROSSY (1974), CUEVAS et al. (1981) und BÖSS (1983) benutzten dieses Diagramm auch schon für die Charakterisierung von Vulkaniten aus dieser Region und stellten die tholeiitische Natur der Trias-Ophite fest.

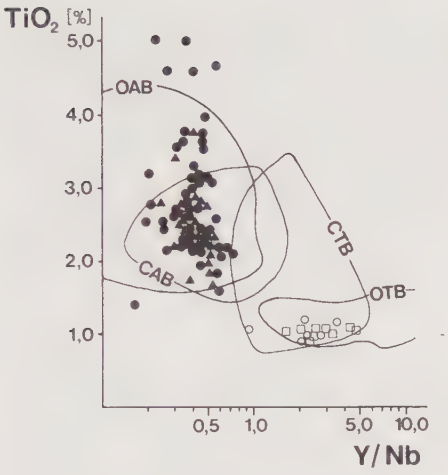


Abb. 79: TiO_2-Y/Nb Diagramm nach WINCHESTER & FLOYD (1976)

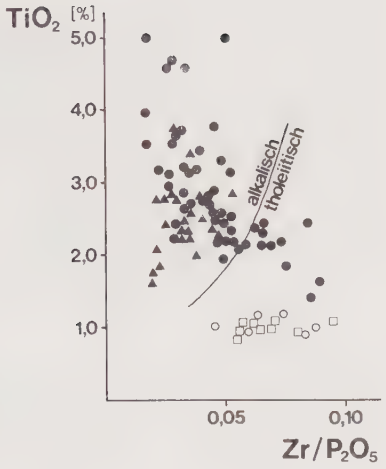


Abb. 80: TiO_2-Zr/P_2O_5 Diagramm nach FLOYD & WINCHESTER (1978)

Abb. 81: Nb/Y-Zr/P_2O_5 Diagramm nach FLOYD & WINCHESTER (1975)

Abb. 79 bis 82: für alle Kreide-Vulkanite und Trias-Ophite mit SiO_2 <54 %. Zeichenerklärung s. Abb. 69a.
OAB: ozeanischer Alkalibasalt,
CAB: kontinentaler Alkalibasalt,
OTB: ozeanischer Tholeiit,
CTB: kontinentaler Tholeiit.

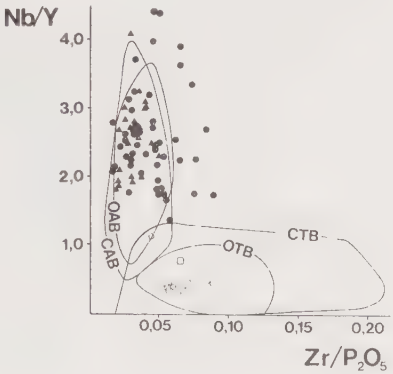
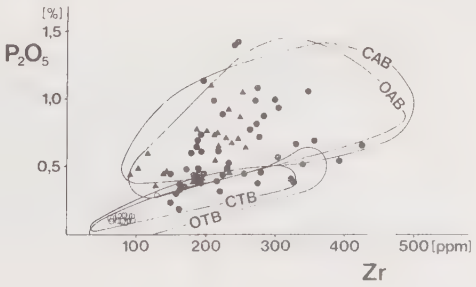


Abb. 82: P_2O_5-Zr Diagramm nach FLOYD & WINCHESTER (1975)



In den Abb. 79 - 82 sind eine Reihe von Diagrammen dargestellt, din in verschiedenen Gruppierungen die immobilen Spurenelemente Ti, Zr, P, Y und Nb benutzen, um Alkalibasalte von Tholeiiten zu unterscheiden (FLOYD & WINCHESTER, 1975, 1978; WINCHESTER & FLOYD, 1976). Dabei zeigen sich in allen Diagrammen klare Trennungen der Kreide-Vulkanite von den Trias-Ophiten, die sich am deutlichsten bei der Verwengung der Nb-Gehalte äußern. Mit Hilfe des TiO_2-Zr/P_2O_5 Diagramms nach FLOYD & WINCHESTER (1978) konnte auch BÖSS (1983) schon kretazische und triassische Vulkanite aus der Gegend von Guernica geochemisch unterscheiden.

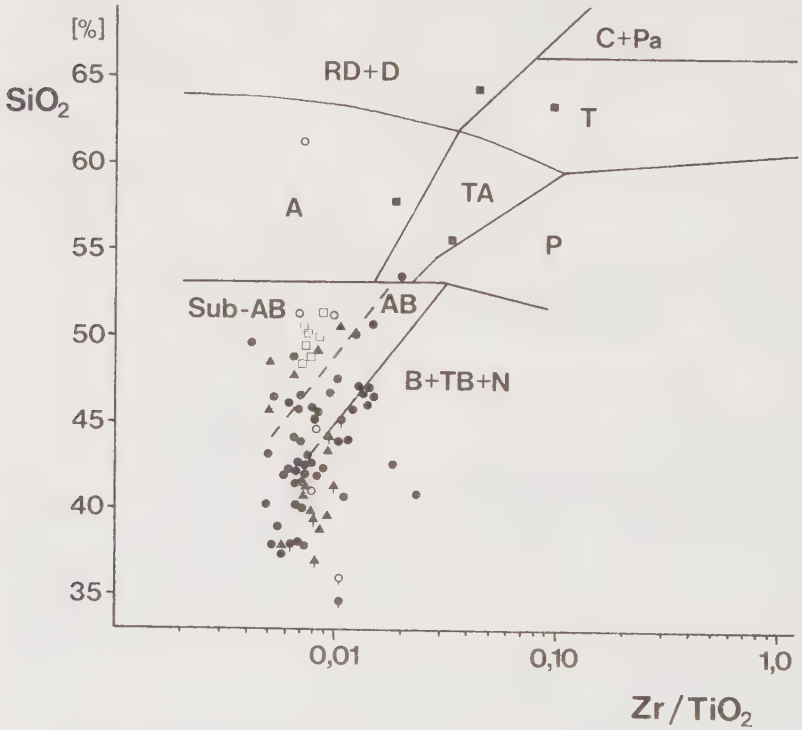


Abb. 83: SiO_2-Zr/TiO_2 Diagramm nach WINCHESTER & FLOYD (1977) für sämtliche Kreide-Vulkanite und Trias-Ophite.
Sub-AB = Sub-Alkalibasalt, AB = Alkalibasalt, B = Basanit, TB = Trachybasalt, N = Nephelinit, A = Andesit, TA = Trachyandesit, P = Phonolith, RD = Rhyodacit, D = Dacit, T = Trachyt, C = Comendit, Pa = Pantellerit.
Zeichenerklärung s. Abb. 69a und 77.

Abb. 83 zeigt ein von WINCHESTER & FLOYD (1977) für basische und saure Vulkanite ausgearbeitetes Diagramm, in dem die SiO_2-Gehalte gegen das Zr/TiO_2-Verhältnis aufgetragen werden. Ein großer Teil der untersuchten Proben plottet unterhalb der Feldergrenzen und ermöglicht damit keine klare Identifizierung des Basalttyps, lediglich die Trias-Ophite fallen in einer Gruppe in das Feld der Sub-Alkalibasalte. Das liegt, wie schon mehrfach betont wurde, an den sekundären Veränderungen, insbesondere den Kalzitfüllungen, die die Absolutgehalte der Elemente in unterschiedlichen Ausmaßen verändert haben.

Solche Veränderungen der Absolutgehalte wirken sich natürlich auch auch auf die immobilen Spurenelemente aus, jedoch bleiben deren Verhältnisse untereinander auch über sekundäre Beeinflussungen hinweg erhalten. Deshalb sind Diagramme, die nur mit Elementquotienten versuchen, Einteilungen zu erreichen, wesentlich geeigneter, da sie vom Absolutgehalt der Elemente unabhängig sind.

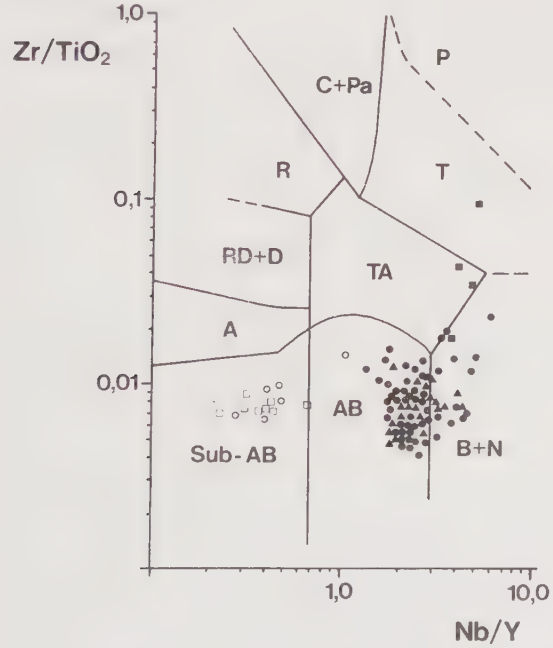


Abb. 84:
Zr/TiO_2-Nb/Y Diagramm nach WINCHESTER & FLOYD (1977) für die Kreide-Vulkanite und Trias-Ophite. Zeichenerklärung s. Abb. 69a und 83.

In Abb. 84 sind die Verhältnisse Zr/TiO_2 und Nb/Y gegeneinander aufgetragen (WINCHESTER & FLOYD, 1977). Die Trennung der sub-

alkalischen Trias-Ophite von den Kreide-Vulkaniten, die meistens Alkalibasalt-Charakter, aber auch Basanit- oder Nephelinit-Charakter aufweisen, ist hier sehr viel markanter als in Abb. 83, wo sich diese Unterscheidung schon andeutete. Die Proben mit SiO_2-Gehalten über 54 % lassen sich zumindest teilweise auch über dieses Diagramm von den übrigen abtrennen. In den Abb. 79 - 82 sind diese Proben nicht verwendet worden, da sie zu stark außerhalb des von den Autoren vorgesehenen SiO_2-Spektrums liegen.

Zusammenfassend lassen sich die kretazischen Vulkanite des Biscaya-Synklinoriums als Alkalibasalte, die Ophite der Trias als Basalte mit tholeiitischem Charakter geochemisch problemlos voneinander unterscheiden. Durch Sedimenttransport umgelagerte Vulkanitproben aus Konglomeraten oder anderen grobkörnigen Sedimenten können auf diese Weise einem der beiden Typen zugeordnet werden. Ein Beispiel dafür bieten die Proben Nrn. 89 und 90, die aus einem Debris-Flow in der Nähe von Eibar (s. Abb. 67) stammen. Aufgrund ihres tholeiitischen Charakters kann man annehmen, daß sie aus einem nahegelegenen Diapirdurchbruch stammen, mit dem ophitisches Material schon in der Kreidezeit an die Oberfläche gelangte.

5.4. Geotektonischer Bildungsbereich der Basalte

Ein für die geologische Interpretation wichtiger Punkt in der geochemischen Charakterisierung von magmatischen Gesteinen liegt in der Zuordnung zu bestimmten geotektonischen Bildungsbereichen.

Als erster Anhaltspunkt kann das K/Rb-Verhältnis dienen, das für frische ozeanische und kontinentale Basalte unterschiedlich hohe Werte zeigt. Im ozeanischen Bereich liegen die Verhältniszahlen über 1000, im kontinentalen Bereich dagegen häufig zwischen 100 und 250 (DE ALBUQUERQUE, 1979; RUSSELL & OZIMA, 1971; BELL & DOYLE, 1971; S.R. HART & ALDRICH, 1967; S.R. HART, 1971; GAST, 1965; TATSUMOTO et al., 1965; TAYLOR et al., 1956). Diese Werte lassen sich jedoch nicht ohne weiteres auf Paläo-Basalte übertragen, da sekundäre Veränderungen auch das K/Rb-Verhältnis beeinflussen können (S.R. HART, 1969). Die Vulkanite des Biscaya-

Synklinoriums liegen mit ihren Werten alle weit unter 1000 (s. Tab. A2 und Abb. 75) und wären demnach mit der gebotenen Vorsicht als kontinentale Vulkanite einzustufen.

Das TiO_2-K_2O-P_2O_5 Diagramm nach T.H. PEARCE et al. (1975) für Tholeiite (Abb. 74) zur Unterscheidung kontinentaler und ozeanischer Herkunft ist nur auf die Trias-Ophite anwendbar, führt jedoch, wie in Kap. 5.2. schon erwähnt, zu keiner weiteren Aussage, da die untersuchten Proben sowohl kontinentale als auch ozeanische Affinitäten zeigen.

Neben der alleinigen Bestimmung, ob die Gesteine auf kontinentaler oder ozeanischer Kruste entstanden sind, interessiert die Frage nach dem geodynamischen Zusammenhang der Vulkanite. In einer schematischen Übersicht werden drei Hauptbildungsbereiche unterschieden:

1. Konvergierende Plattengrenzen (Inselbogen-Basalte - VAB),
2. Divergierende Plattengrenzen (Mittelozeanische Rücken-Basalte - MORB)
3. Innerhalb einer ozeanischen oder kontinentalen Platte (Intraplatten-Basalte - WPB)

Es hat sich gezeigt, daß bestimmte systematische Unterschiede im Chemismus der Basalte mit der plattentektonischen Position zusammenhängen, so daß es häufig möglich ist, Basalte aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung einem tektonischen Bildungsbereich zuzuordnen. Je stärker sie nach ihrer Entstehung metamorph verändert wurden, um so schwieriger wird die Identifizierung ihrer paläotektonischen Position.

In Tab. A4 sind die wichtigsten Diskriminierungs-Diagramme für vulkanische Gesteine, von denen einige im folgenden zur Anwendung kommen, zusammengestellt. Einen Überblick über die nach plattentektonischen Gesichtspunkten unterschiedenen Basaltgruppen gibt die Abb. 85.

Aus den guten Korrelationen in Abb. 72 und 73 ging hervor, daß die immobilen Spurenelemente Nb, Y, Zr und Ti in den Vulkaniten des Biscaya-Synklinoriums nur geringfügigen Änderungen unterworfen waren. Die in den folgenden Abb. 86 - 88 dargestellten Diskriminierungs-Diagramme nach PEARCE et al. (1981), PEARCE & NORRY (1979) und PEARCE & CANN (1973) beschränken sich auf die Elemente Zr, Ti und Y und können damit auf die untersuchten Proben angewendet werden. In allen drei Diagrammen ergeben sich

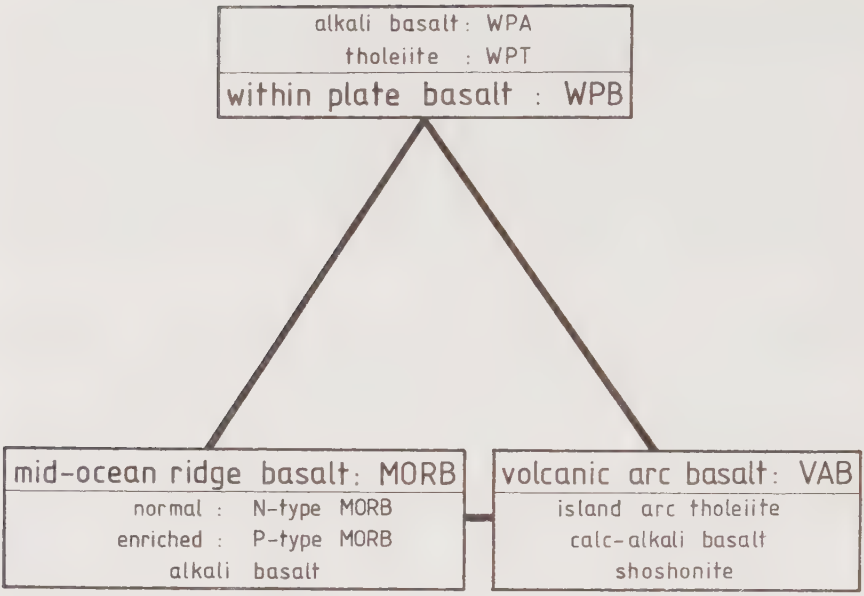


Abb. 85: Tektonische Klassifizierung von Basalten

ausgeprägte Häufungen im WPB-Feld für die Kreide-Vulkanite und z.T. etwas weniger ausgeprägt im MORB-Feld für die Trias-Ophite.

Auch ein Diagramm von PEARCE (1976), das zwei Faktoren gegeneinander aufträgt, die aus einer statistischen Aufbereitung der Hauptelementgehalte hervorgehen (Abb. 89), zeigt die Projektionspunkte der Kreide-Vulkanite größtenteils im WPB-Feld. Die Faktoren sind dabei wie folgt definiert:

$$F_1 = + 0{,}0088\ SiO_2 - 0{,}0774\ TiO_2 + 0{,}0102\ Al_2O_3 + 0{,}0066\ FeO^* - 0{,}0017\ MgO - 0{,}0143\ CaO - 0{,}0155\ Na_2O - 0{,}0007\ K_2O$$

$$F_2 = - 0{,}0130\ SiO_2 - 0{,}0185\ TiO_2 - 0{,}0129\ Al_2O_3 - 0{,}0134\ FeO^* - 0{,}0300\ MgO - 0{,}0204\ CaO - 0{,}0481\ Na_2O + 0{,}0715\ K_2O\ .$$

Die größere Streubreite in diesem Diagramm gegenüber den vorherigen liegt in der Verwendung mobiler Elemente und in deren unterschiedlicher Beeinflussung der Faktoren. So liegen einige Proben mit sehr hohen CaO-Gehalten außerhalb des Diagramms, da der Faktor F_1 kleiner als 0 wird. Ein hoher K_2O-Gehalt läßt dagegen den Faktor F_2 größer als -1,2 werden und bringt die

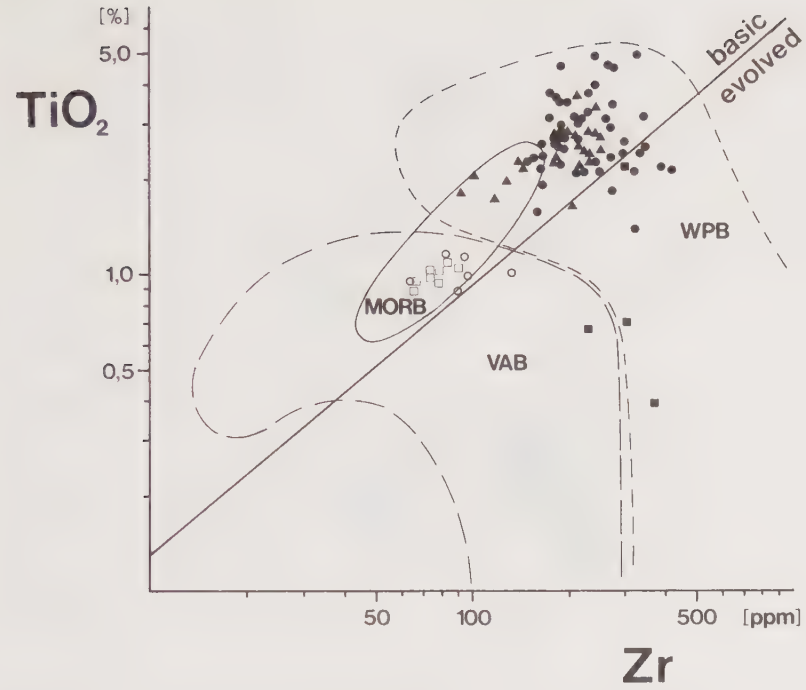


Abb. 86: TiO_2-Zr Diagramm nach PEARCE et al. (1981)

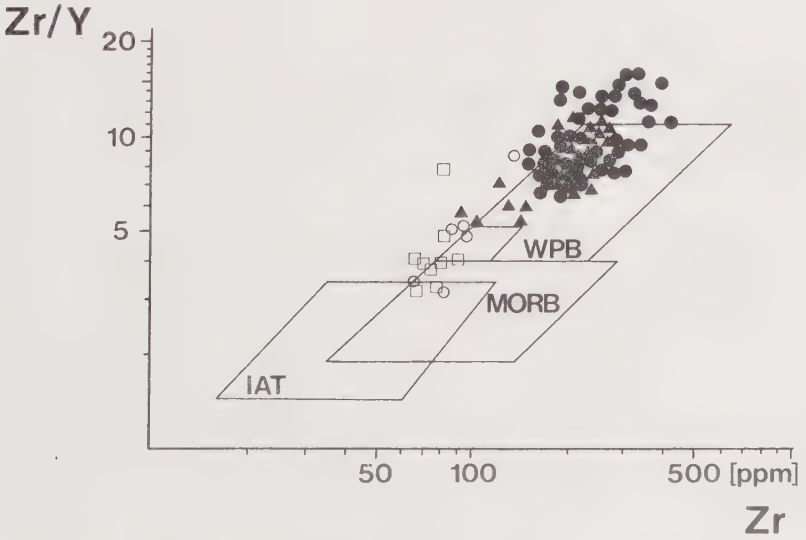


Abb. 87: Zr/Y-Zr Diagramm nach PEARCE & NORRY (1979)

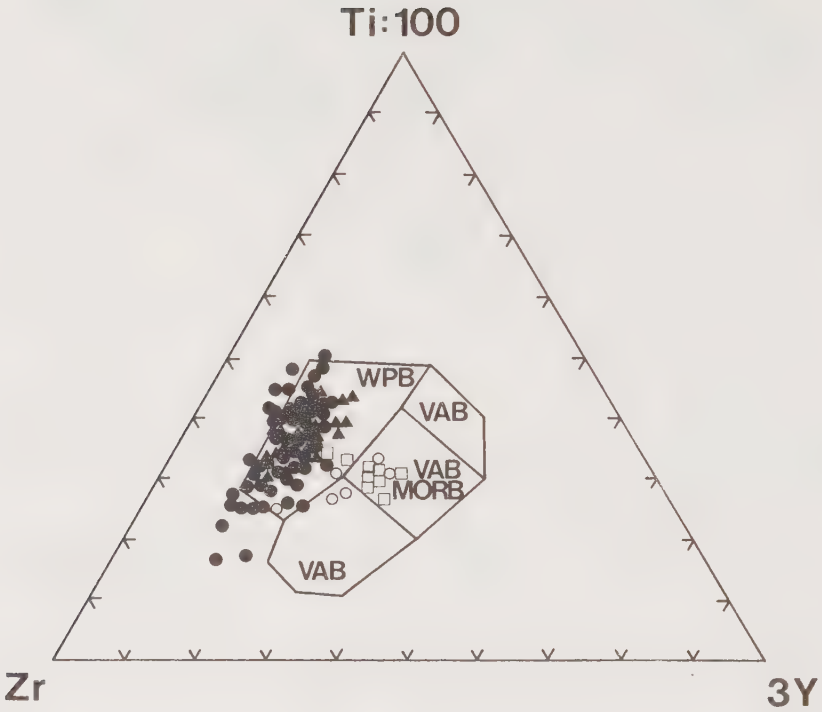


Abb. 88: Ti/100-Zr-3Y Dreiecksdiagramm nach PEARCE & CANN (1973)

Punkte damit ebenfalls außerhalb des Projektionsbereiches zum Liegen. Immerhin fallen dennoch fast 70 % der Kreide-Vulkanite in das WPB-Feld; weitere 10 % liegen in dessen unmittelbarer Umgebung.

Diese Ergebnisse weisen den Kreide-Vulkaniten einen Intraplatten-Basalt-Charakter (WPB) im Sinne von PEARCE & CANN (1973) zu. Die starke Alkalinität dieser Vulkanite verschleiert jedoch die Aussage etwas, da Alkalibasalte in den angewendeten Diagrammen generell in den WPB-Bereich fallen, selbst wenn sie aus ozeanischen Environments stammen. In einer solchen Umgebung treten sie allerdings nur sehr selten auf. Mit einiger Wahrscheinlichkeit läßt sich somit eine Bildung im Bereich einer Spreading-Zone (wo man MORB erwarten würde) ausschließen.

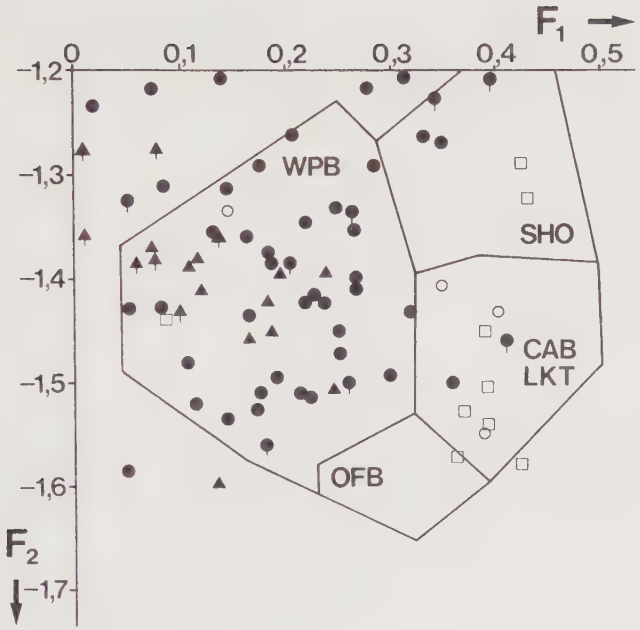


Abb. 89: F_1-F_2 Diagramm nach PEARCE (1976)

Abb. 86 - 89 für alle Kreide-Vulkanite und Trias-Ophite mit $SiO_2 < 54$ %. Zeichenerklärung s. Abb. 69a und 77.

Die Bestimmung des tektonischen Mileus, in dem die Trias-Ophite entstanden sind, ist nicht eindeutig. In den Abb. 86 - 88 liegen die Punkte in den jeweiligen Feldern der MORB oder an deren Rändern, in Abb. 89 sind sie wegen eines gegenüber normalem MORB erhöhten K_2O-Gehaltes über drei verschiedene Felder hinweg verstreut. Auch in einem weiteren Diagramm, das nur auf ozeanische Basalte anwendbar ist (MnO-TiO_2-P_2O_5 Diagramm nach MULLEN, 1983, ohne Abb.) lassen sie sich keinem bestimmten Feld zuordnen. Im TiO_2-Cr Diagramm nach PEARCE (1975) liegen sie bis auf eine Probe im MORB-Feld (Abb. 90).

Der geochemische Charakter der Trias-Ophite, ob er in diesen Diagrammen nun die Affinitäten von MORB oder VAB zeigt, läßt sich mit den geologischen Bedingungen zur Zeit ihrer Entstehung nicht ohne weiteres in Einklang bringen. Sämtliche zur gleichen

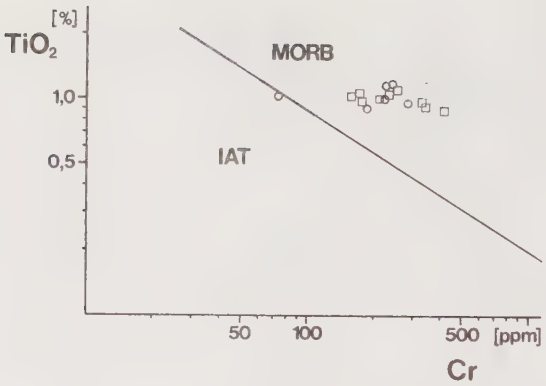


Abb. 90:
TiO_2-Cr Diagramm nach PEARCE (1975)

Zeit entstandenen Sedimente in Nordspanien sind durch epikontinentale Flachwasserkarbonate, Evaporite und rötliche terrestrische Silt- und Tonsteine in Germanischer Fazies gekennzeichnet (CASTILLO HERRADOR, 1974; VIRGILI, 1977). Während der Trias hing die iberische Platte noch mit der europäischen und nordamerikanischen Platte zusammen (RIES, 1978; ENGESER et al., 1984) und die Existenz eines Bruch-Systems, an dem Basalte mit mittelozeanischem Charakter entstehen konnten, ist aus diesem Grunde unwahrscheinlich. Das Aufbrechen des Atlantischen und Penninischen Ozeans im Unteren Jura (FRISCH, 1978) wirkte sich jedoch möglicherweise schon in der Trias durch Krustendehnungen aus, die zum Aufdringen der Ophite beigetragen haben könnten. Im Bereich kontinentaler Kruste sind auf diese Weise tholeiitische Basalte, die in den gezeigten Diagrammen MORB- oder VAB-Affinitäten zeigen, entstanden.

HOLM (1982) und ZECK & MORTHORST (1982) beschreiben dieses Problem in der Anwendung von Diskriminierungs-Diagrammen auf kontinentale Tholeiite und demonstrieren an verschiedenen Beispielen, wie Fehlinterpretationen entstehen können, wenn man nur geochemische Analysen zur Bestimmung eines geotektonischen Bildungsraumes heranzieht. Im Ti-Zr-Y Diagramm (PEARCE & CANN, 1973) fielen sämtliche von ihnen erwähnten Beispiele von kontinentalen Tholeiiten in die MORB- oder VAB-Felder. PRESTVIK (1982) bemängelt in dem Zusammenhang, daß dieses Diagramm Unterscheidungen von Übergangsformen zwischen den verschiedenen Basalttypen nicht zuläßt.

5.5. Das Nb-Zr-Y Diagramm zur Unterscheidung verschiedener Typen von Basalten mittelozeanischer Rücken und kontinentaler Tholeiite

Bei einem Vergleich der Nb-Gehalte der Trias-Ophite mit denen von normalen mittelozeanischen Rücken-Basalten fiel auf, daß die Trias-Ophite mit durchschnittlich 8 ppm Nb deutlich über dem durchschnittlichen Nb-Gehalt von MORB mit 1 - 3 ppm liegen (vgl. Tab. A3). Daraus entstand die Frage, ob es möglich ist, kontinentale Tholeiite mit Hilfe der Nb-Gehalte von MORB zu unterscheiden.

ERLANK & KABLE (1976) wiesen schon auf die Bedeutung von Nb für die Interpretation von Mantel-Differentiations-Prozessen hin, da die Zr- und Nb-Gehalte durch Spilitisierungen oder fraktionierte Kristallisation nur unwesentlich verändert werden. PEARCE & NORRY (1979) bemerken, daß das Zr/Nb-Verhältnis besonders informativ sei, da es von Unterschieden im Aufschmelzungsgrad der Partialschmelzen nicht berührt werde; sie schreiben Variationen in diesem Verhältnis primären Unterschieden am Ursprungsort zu. Das Zr/Nb-Verhältnis stellt damit ein weit besseres Maß für den Differentiationsgrad von Basalten dar, als Einteilungen mit Hilfe von K und Rb, die sehr empfindlich auf äußere Einwirkungen reagieren.

In den letzten Jahren wurden besonders Basalte von mittelozeanischen Rücken intensiv geochemisch und petrologisch untersucht. Eines der Ergebnisse dieser Arbeiten ist eine geochemische Klassifizierung, in der MORB in drei genetisch verschiedene Arten eingeteilt werden (SCHILLING, 1975; SUN et al., 1979):

- normale MORB ("normal ridge segment basalts"), die an inkompatiblen Elementen verarmt sind;
- mit inkompatiblen Elementen angereicherte MORB ("enriched ridge segment basalts" oder "plume ridge segment basalts");
- Übergangsformen zwischen "normal ridge" und "enriched ridge segment basalts" : "transitional ridge segment basalts".

Zu den Elementen, die in Basalten des "normal ridge segment" verarmt und in denen des "enriched ridge segment" angereichert sind, gehört neben Cs, Rb, Ba, Th, U, K, Ta und den leichten Seltenen Erden auch Nb (SUN et al., 1979). Da Ti, Zr und Y durch diese Prozesse demnach nicht oder zumindest nur wenig

beeinflußt werden, schien der Versuch lohnend, Nb mit zweien dieser Elemente in einem Dreiecksdiagramm zu kombinieren und ein neues Diskriminierungs-Diagramm zu entwerfen.

Zu diesem Zweck wurden nach dem von PEARCE & CANN (1973) angewendeten Verfahren Analysen von Basalten mit bekannter tektonischer Position aus der Literatur zusammengesucht, um diese dann in das Diagramm einzutragen.

5.5.1. Herkunft der Analysendaten und ihre Zuordnung zu plattentektonischen Positionen

Obwohl von den veröffentlichten Arbeiten, die Tabellen mit geochemischen Analysen enthalten, nur etwa ein Drittel die Gehalte von Nb angeben, konnten über 60 verschiedene Aufsätze gefunden werden, die insgesamt über 1800 verwendbare Einzeldaten, darunter auch Durchschnittsanalysen, von über 70 verschiedenen Fundorten lieferten. Die Analysen wurden 5 verschiedenen plattentektonischen Einheiten zugeordnet, die dem Schema in Abb. 85 zu entnehmen sind. Einige Gruppen wurden dabei mit neuen Kurzbezeichnungen versehen (WPA = within plate alkali basalt; WPT = within plate tholeiite).

In Tab. A5 sind die Literaturzitate im Einzelnen nach der Art des Basalttyps mit der Anzahl der jeweils geeigneten Analysendaten, Fundort und Autor zusammengestellt. Als Auswahlkriterien für basaltische Gesteine wurden die von PEARCE & CANN (1973) vorgeschlagenen Grenzen 20 % >CaO+MgO >12 % angewendet.

Als N-type MORB werden Basalte von normalen mittelozeanischen Rücken bezeichnet, wie sie im Rahmen des Deep Sea Drilling Project in großer Zahl erbohrt wurden. Aufgrund der Verwendung zahlreicher DSDP-Daten ist dieser Basalttyp am häufigsten vertreten.

P-type MORB sind infolge eines Mantle-Plumes an inkompatiblen Elementen angereicherte ozeanische Basalte, wie sie z.B. auf dem N' mittelatlantischen Rücken im Gebiet von Island vorkommen (BENCE & TAYLOR, 1977; LAMBERT & HOLLAND, 1977; LANGMUIR et al., 1977; TARNEY et al., 1979; WOOD, 1976). Einige andere Autoren verwenden anstelle von P-type MORB die äquivalente Bezeichnung E-type MORB (z.B. PEARCE, i.D.; WEAVER et al., 1985; DRAKE et al., 1985).

Basalte von ozeanischen Inseln und aus kontinentalen Bereichen wurden von PEARCE & CANN (1973) als Intraplatten-Basalte ("within plate basalt" WPB) zusammengefaßt. Hierzu gehören auch Basalte, die an "Hot Spots" im Intraplatten-Bereich entstanden sind (wie z.B. Basalte der Rio Grande Schwelle : THOMPSON et al., 1983; WEAVER et al., 1983; oder der Emperor Seamount Gruppe im Nordpazifik : CAMBON et al., 1980). In dieser Arbeit werden innerhalb dieses Basalttyps Alkalibasalte (WPA) und Tholeiite (WPT) unterschieden.
Inselbogen-Basalte (VAB) erfuhren keine weitere Unterteilung.

5.5.2. Ergebnisse aus den gesammelten Analysendaten

In der folgenden Tabelle ist die Schwankungsbreite der Elemente Ti, Zr, Y und Nb in sämtlichen Basalttypen wiedergegeben:

Ti : 0,5 - 3 %
Zr : 40 - 400 ppm
Y : 15 - 50 ppm
Nb : 0,2 - 150 ppm.

Die Minimal- und Maximalwerte von Ti, Zr und Y liegen dabei um Faktoren von 6, 10 bzw. 3,33 auseinander, während die am meisten an Nb angereicherten Basalte bis zu 750 mal so viel Nb enthalten, wie die Nb-ärmsten Basalte. Das bedeutet, daß Übergangsformen zwischen verschiedenen Basalttypen in den Nb-Gehalten deutlicher als in den Gehalten der anderen drei Spurenelemente zu erkennen sein müßten.

Nb wurde mit Zr und Y in einem Dreiecksdiagramm kombiniert, um damit den Elementen mit den am weitesten auseinanderliegenden Extremwerten (Nb und Zr) jenes mit der geringsten Variationsbreite (Y) gegenüberzustellen. Dadurch werden vor allem Schwankungen im Gehalt von Nb und Zr hervorgehoben und durch eine dritte Variable nicht zu stark überlagert.

In Abb. 91 sind sämtliche in Tab. A5 genannten Daten in ein Diagramm 2Nb-Zr/4-Y eingetragen. Die Faktoren (2 und 1/4) dienen dazu, die Projektionspunkte auf die gesamte Fläche des Dreiecks zu verteilen, ohne dabei die relative Position zu verändern.

Es ergeben sich deutliche Häufungen, die eine Einteilung der verschiedenen Basalttypen in vier Felder ermöglichen. Die

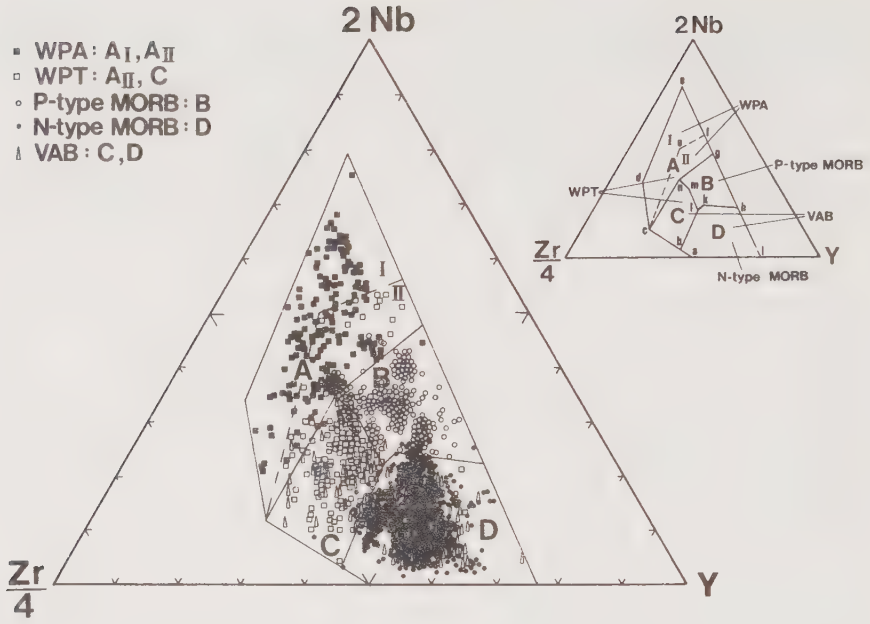


Abb. 91: Das Nb-Zr-Y Diagramm; die Analysendaten sind Tab. A5 aufgelistet.

Die Koordinaten der Felder sind:

a: 0 /50.0/50.0	h: 22.0/21.0/57.0
b: 3.0/53.0/44.0	i: 0 /23.0/77.0
c: 12.0/60.0/28.0	k: 24.0/33.5/42.5
d: 34.0/52.5/13.5	l: 22.0/37.0/41.0
e: 79.0/14.0/ 7.0	m: 31.0/36.0/33.0
f: 56.5/16.5/27.0	n: 35.0/37.5/27.5
g: 50.0/17.0/33.0	o: 50.0/33.0/17.0

Häufigkeiten der Basalttypen in den jeweiligen Feldern und die Anzahlen der entsprechenden Analysendaten sind in Tab. A6 aufgelistet.

Feld A ist nochmals unterteilt in einen nur für WPA (A_I) und einen sowohl für WPA als auch für WPT (A_{II}) geltenden Bereich. Feld B ist nur von P-type MORB besetzt, in Feld D finden sich N-type MORB und VAB. VAB kommen außerdem in Feld C vor. Damit ergeben sich Unterscheidungsmöglichkeiten vor allem für verschiedene Typen von MORB und für die Abgenzung tholeiitischer Intraplatten-Basalte von N-type MORB. Eine Unterteilung in verschiedene Arten von Inselbogen-Basalten ist nicht möglich.

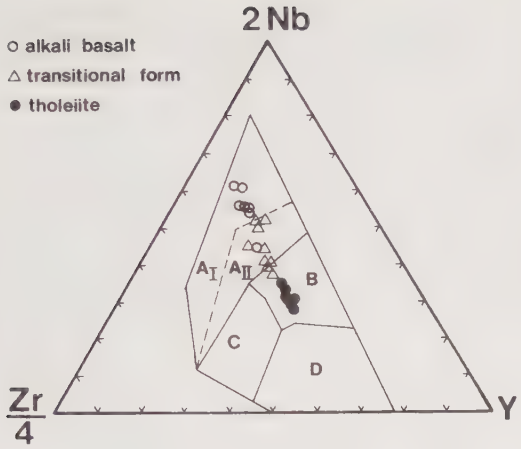


Abb. 92:
Verschiebung der Projektionspunkte ins Feld A bei zunehmender Alkalinität am Beispiel von P-type MORB vom Mittelatlantischen Rücken bei 45°N (ERLANK & KABLE, 1976; TARNEY et al., 1979)

In Abb. 92 ist dargestellt, wie die Projektionspunkte mit zunehmender Alkalinität der Basalte ins Feld A verschoben werden. ERLANK & KABLE (1976) und TARNEY et al. (1979) geben einige Analysen von Tholeiiten, Alkalibasalten und Übergangsformen zwischen diesen vom Mittelatlantischen Rücken bei 45°N an. An dieser Stelle werden P-type MORB erwartet, da hier ein "Hot Spot" über einem Mantle-Plume angenommen wird (SCHILLING, 1975; SUN et al., 1979). Alle Tholeiite und einige der mehr tholeiitischen Übergangsformen liegen im Feld B, während die Alkalibasalte ins Feld A fallen.

Es hat sich gezeigt, daß Alkalibasalte generell im Feld A zu liegen kommen, ohne daß sich zwischen Basalten von mittelozeanischen Rücken, ozeanischen Inseln, Kontinenten oder Übergangsbereichen unterscheiden ließe. Die Anwendung dieses Diagramms wird damit auf Tholeiite und sämtliche Arten von Intraplatten-Basalten beschränkt.

5.5.3. Anwendung des Diagramms auf Paläobasalte

Wie oben schon erwähnt wurde, bereitet die Klassifikation kontinentaler Tholeiite mit Hilfe des Ti-Zr-Y Diagramms nach PEARCE & CANN (1973) Schwierigkeiten. Im Gegensatz dazu lassen sich die kontinentalen Tholeiite mit dem Nb-Zr-Y Diagramm klar von N-type MORB unterscheiden.

In Tab. A7 ist die Herkunft einiger Analysendaten von kontinentalen Paläo-Tholeiiten aufgelistet, bei denen neben anderen Elementen auch Nb-Gehalte in den Tabellen angegeben werden.

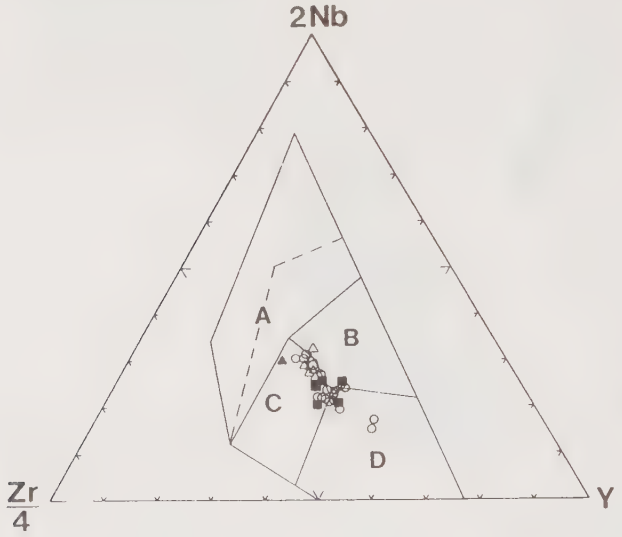
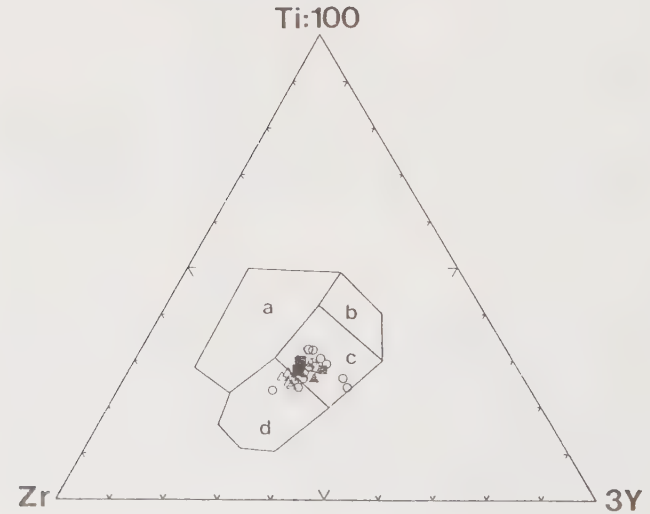


Abb. 93:
Vergleich der Diagramme Ti-Zr-Y und Nb-Zr-Y mit den in Tab. A7 aufgeführten Analysendaten.
A = WPA, WPT;
B = E-type MORB;
C = WPT, VAB;
D = N-type MORB, VAB;
a = WPB;
b = VAB;
c = MORB;
d = VAB.
△ PAPEZIK & BARR, (1981);
■ PAPEZIK & HODYCH (1980);
▲ SMITH et al. (1975);
○ BERTRAND et al. (1982).



In Abb. 93 werden die Analysenwerte der kontinentalen Paläo-Tholeiite in den beiden Diagrammen Ti-Zr-Y und Nb-Zr-Y miteinander verglichen. Das Nb-Zr-Y Diagramm zeigt einen großen Teil der Werte im Feld C, in dem auch die Intraplatten-Tholeiite (WPT) in Abb. 91 liegen. Im Gegensatz zum Ti-Zr-Y Diagramm, in dem die kontinentalen Tholeiite im MORB- oder VAB-Feld zu finden sind, ist im Nb-Zr-Y Diagramm also eine bessere Übereinstimmung zwischen den Basalten mit bekannter tektonischer Position und den Paläobasalten festzustellen. Darüber hinaus sind sie klar von N-type MORB abzutrennen, was mit dem Ti-Zr-Y Diagramm nicht möglich ist.

5.5.4. Anwendung des Nb-Zr-Y Diagramms auf die Kreide-Vulkanite und Trias-Ophite

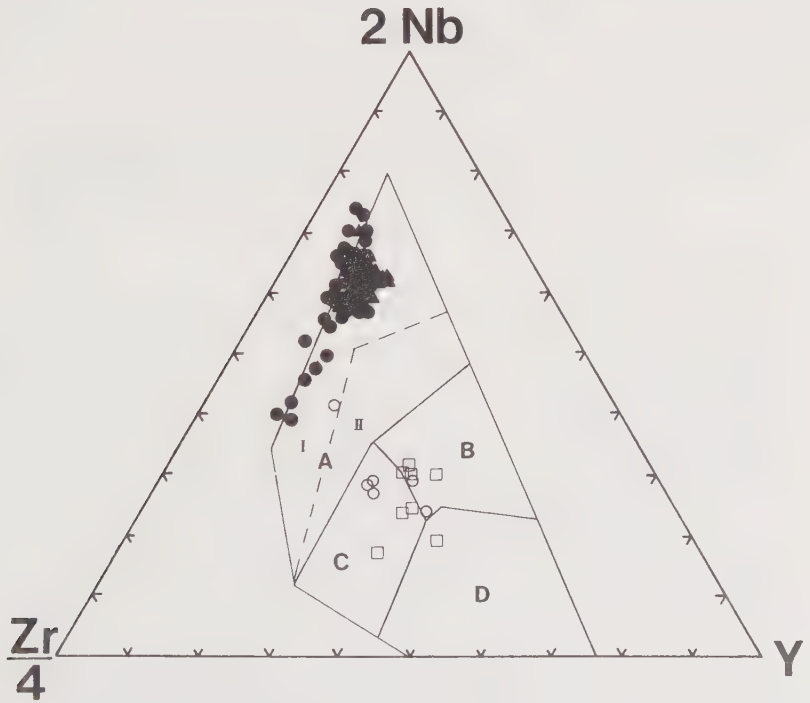


Abb. 94: Das Nb-Zr-Y Diagramm mit den Projektionspunkten der Kreide-Vulkanite und Trias-Ophite; Zeichenerklärung s. Abb. 69a.

In Abb. 94 sind die in dieser Arbeit untersuchten Vulkanite in das Nb-Zr-Y Diagramm eingetragen. Die Kreide-Vulkanite liegen, wie auch schon in den übrigen Diagrammen klar im Feld der Intraplatten-Basalte, hier noch zusätzlich von den Tholeiiten abgetrennt. Die Trias-Ophite sind deutlich von N-type MORB unterschieden und liegen überwiegend in oder an der Grenze zu Feld C, das auch für kontinentale Tholeiite gilt. Sie zeigen damit die gleichen Eigenschaften wie die im vorigen Kapitel erwähnten kontinentalen Tholeiite. Mit Hilfe dieses Diagramms ist es also möglich, die Trias-Ophite einem Bildungsraum zuzuordnen, der der geologischen Situation zur Zeit ihrer Entstehung nicht widerspricht.

5.6. Zusammenfassung der geochemischen Untersuchungen

Die aus den geochemischen Analysen der Kreide-Vulkanite und Trias-Ophite des Basko-Kantabrischen Beckens abgeleiteten Ergebnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen:

1. Es haben starke Verschiebungen der Absolutgehalte der Elemente durch sekundäre Veränderungen wie Karbonatverfüllung und Chloritisierung stattgefunden.
2. Das Ausmaß der Karbonatzufuhr von außen läßt sich nicht quantifizieren, da sowohl eine Zufuhr als auch ein Abfuhr von CaO erfolgte.
3. Eine Spilitisierung hat stattgefunden, läßt sich aber aus den gleichen Gründen nicht genauer bestimmen.
4. Die Kreide-Vulkanite lassen sich mit ihrem alkalischen Charakter problemlos von den tholeiitischen Trias-Ophiten geochemisch unterscheiden (s. auch MESCHEDE, 1985).
5. Die Spurenelemente Ti, Zr, Y und Nb sind in den untersuchten Gesteinen weitgehend immobil geblieben, P wurde leichten Veränderungen unterworfen und die übrigen Elemente und Spurenelemente zeigen metasomatisch bedingte Verschiebungen.
6. Die Kreide-Vulkanite zeigen in allen möglichen geochemischen Diskriminierungs-Diagrammen die Eigenschaften von Intraplatten-Basalten. Eine Bildung im Bereich ozeanischer Kruste (mittelozeanischer Rücken) kann für diese Vulkanite ausgeschlossen werden.
7. Die Trias-Ophite zeigen im neuentwickelten Nb-Zr-Y Diagramm (s. auch MESCHEDE, i.D.) die Eigenschaften tholeiitischer Intraplatten-Basalte und unterscheiden sich damit von Basalten, die im Bereich ozeanischer Kruste gebildet wurden. Die übrigen Diagramme ermöglichen keine klare Aussage über den geochemischen Charakter dieser Gesteine.

6. Die tektonische Entwicklung des Biscaya-Synklinoriums

6.1. Das Biscaya-Rift-System

Das Biscaya-Synklinorium liegt auf einer der Hauptriftlinien des Biscaya-Pyrenäen-Rift-Systems. Es wird in dieser Arbeit, anders als im Modell von ENGESER et al. (1984)("Engeser/Reitner'sches Modell") als ein asymmetrisches Rift-Becken interpretiert, das sich durch die Rotation der iberischen Platte und die Öffnung des Golfes von Biscaya bildete. Durch das Biscaya-Synklinorium hindurch verläuft dabei nach neueren Erkenntnissen (SCHOTT, 1985; ENGESER & SCHWENTKE, i.D.) die Plattengrenze zwischen iberischer und europäischer Platte.

Ein Rift-System legen bereits SOUQUET & MEDIAVILLA (1976), SOUQUET et al. (1977) und PEYBERNES (1978) durch die Biscaya-Störung hindurch, ohne jedoch auf die Bewegung der iberischen Platte näher einzugehen. ENGESER et al. (1984) bezeichnen das Basko-Kantabrische Becken als ein Transcurrentstörungs-Becken entlang der als Transcurrentstörung gedeuteten Biscaya-Störung und vermuten im Biscaya-Becken ein Pull-Apart Becken im Sinne von RODGERS (1980), das sich durch die im Modell geforderte linksseitige Steike-Slip-Bewegung an der Biscaya-Störung gebildet hat.

Das Biscaya-Synklinorium läßt im Kartenbild die Form eines nach NW geöffneten Winkels erkennen (s. Abb. 1 und 2). Die NE- und SW-Begrenzung bilden dabei Urgonkalk-Blöcke auf den Schultern des Rift-Grabens. In Kap. 2.4.3. wurde festgestellt, daß der Einengungsbetrag am NW-Rand des Gebietes mindestens 50 % betragen muß, im Gegensatz zum mittleren Teil (in der Gegend von Eibar), der weitaus geringer deformiert ist (s. Kap. 2.4.2D.). Das bedeutet, daß sich nach einer Entzerrung der Schichten die Keilform noch verstärken würde. Eine grobe Kalkulation ergibt einen Winkel von 20 - 30°, ein Wert, der mit der Rotation der iberischen Platte seit dem Beginn des Spreadings übereinstimmt (s. Kap. 7.4.).

In den palinspastischen Rekonstruktionen des Engeser/Reitner'schen Modells werden zur Biscaya-Störung parallel und senkrecht verlaufende Störungen konstruiert, so daß ein etwa rechteckig begrenztes Pull-Apart-Becken entsteht (ENGESER, 1985: Abb. 25,

26), nicht berücksichtigt werden dabei jedoch unterschiedliche Einengungsbeträge. Vulkanite können zwar in einem Pull-Apart-Becken auftreten (READING, 1980), doch würde man sie nicht in der Längsachse des Beckens wie im Biscaya-Synklinorium, sondern eher in Form von großen Fiederspalten in einem relativ steilen Winkel zur Beckenachse angeordnet erwarten (s. Abb. 2). Schließlich geben auch die sedimentologischen Daten keine eindeutige Auskunft über die Genese des Beckens, aus ihnen läßt sich lediglich auf ein anfangs ziemlich schmales Becken mit hoher Sedimentzufuhr schließen (vgl. Kap. 2.5.).

Die Deutung als asymmetrisches Rift-Becken wird hingegen nicht nur durch die Anordnung der Vulkanite und die unterschiedlichen Einengungsbeträge unterstützt. Die ältesten Extrusionen ereignen sich im NW-Teil des Gebietes bei Rigoitia und Fruniz (s. Kap. 3.2.3.11. und 3.2.3.12.) im Oberalb. Im SE-Teil setzen sie jedoch erst im Cenoman ein, so daß hier ein von NW nach SE progradierendes Rift-System erkennbar wird, zeitlich und räumlich in der Fortsetzung des Spreadings im Biscaya-Ozean, das im W-Teil im Oberapt/Unteralb beginnt und nach E progradiert.

In einigen Punkten läßt sich das Biscaya-Rift-System mit dem rezenten Afar-Rift-System vergleichen, das sich ebenfalls am Übergang einer Spreading-Achse in ein Rift-System befindet. BARBERI & VARET (1977) beschreiben hier die Aufteilung der Spreading-Achse des Roten Meeres in mehrere Arme am Kontakt zum Äthiopischen Rift-System. Die Riftlinien umschließen dabei ein Mosaik von Mikroplatten, ähnlich dem im Biscaya-Pyrenäen-System beschriebenen Biscaya-Block (s. Kap. 7.5.). Die chemische Zusammensetzung einiger basaltischer Afar-Vulkanite zeigt nach PEARCE & CANN (1973) typischen alkalischen Within-Plate Charakter und ähnelt den Kreide-Vulkaniten des Biscaya-Synklinoriums. Höher differenzierte Förderprodukte sind unter den Afar-Vulkaniten allerdings sehr viel häufiger als unter denen des Biscaya-Synklinoriums, wo sie nur eine untergeordnete Rolle spielen und lediglich in einigen Einzelvorkommen (z.B. bei Bilbao, Proben Nrn. V57a, V57b) sowie als Brekzienkomponenten (s. Kap. 3.2.3.7. und ROSSY, 1974) zu finden sind.

6.2. Distensive und kompressive Bewegungen im Biscaya-Rift-System

Das Biscaya-Becken öffnet sich während der Mittel- und Oberkreide im wesentlichen als eine Folge der Rotation der iberischen Platte im Gegenuhrzeigersinn. Es gehört zum Basko-Kantabrischen Becken, das während dieser Zeit starken Subsidenzbewegungen unterworfen ist, die zur Ansammlung von teilweise sehr mächtigen Schichtpaketen führen. Im Biscaya-Becken erreichen allein die Gesteine der Mittel- und Oberkreide Mächtigkeiten von über 5000 m. Die Rotation der iberischen Platte wird von einer linkslateralen Strike-Slip-Bewegung (in NW-SE-Richtung) überlagert, die vor allem an den Hauptstörungen abläuft. Über das Ausmaß dieser Strike-Slip-Bewegung herrscht jedoch noch Unklarheit, da die Modellvorstellungen z.T. erheblich variieren (vgl. Kap. 7.5.).

In Abb. 95 sind die Auswirkungen der Distension auf das Biscaya-Becken und dessen benachbarte Gebiete schematisch dargestellt. Zwischen iberischer und europäischer Platte, die sich voneinander wegbewegen, bleibt ein Krustenteil als Block stehen (Biscaya-Block, s. Abb. 99, Kap. 7.3.), so daß sich zwei Rift-Gräben bilden: das Biscaya-Becken und das Parentis-Becken.

Die ersten Hinweise auf eine Zerrüttung des Pangäa-Kontinents zeigen sich bereits in der Permotrias (Abb. 95-a) mit dem weit verbreiteten Auftreten von Vulkaniten (Trias-Ophite, s. Kap. 5.). An einigen Stellen kommen sie in sehr mächtigen Lagen vor (z.B. im Bereich der Baskischen Massive, zwischen Cinco-Villas- und Aldudes-Massiv: Mapa geológico de España, Bl. 65 - Vera de Bidasoa: CAMPOS et al., 1975; Bl. 90 - Sumbilla: VILLALOBOS et al., 1975) und weisen dort auf eine stärkere Zerrung als in anderen Gebieten hin.

Aus der faziellen Verteilung und der Mächtigkeit der Sedimente geht hervor, daß sich die Distension in der Unterkreide verstärkt. Kippschollen ("tilted blocks"), die an Grabenrändern an listrischen Flächen abgleiten, führen zunächst zu unterschiedlich mächtigen Wealden-Sedimenten und lassen im Apt/Alb nebeneinander auf den Hochseiten Urgonkarbonatplattformen und im

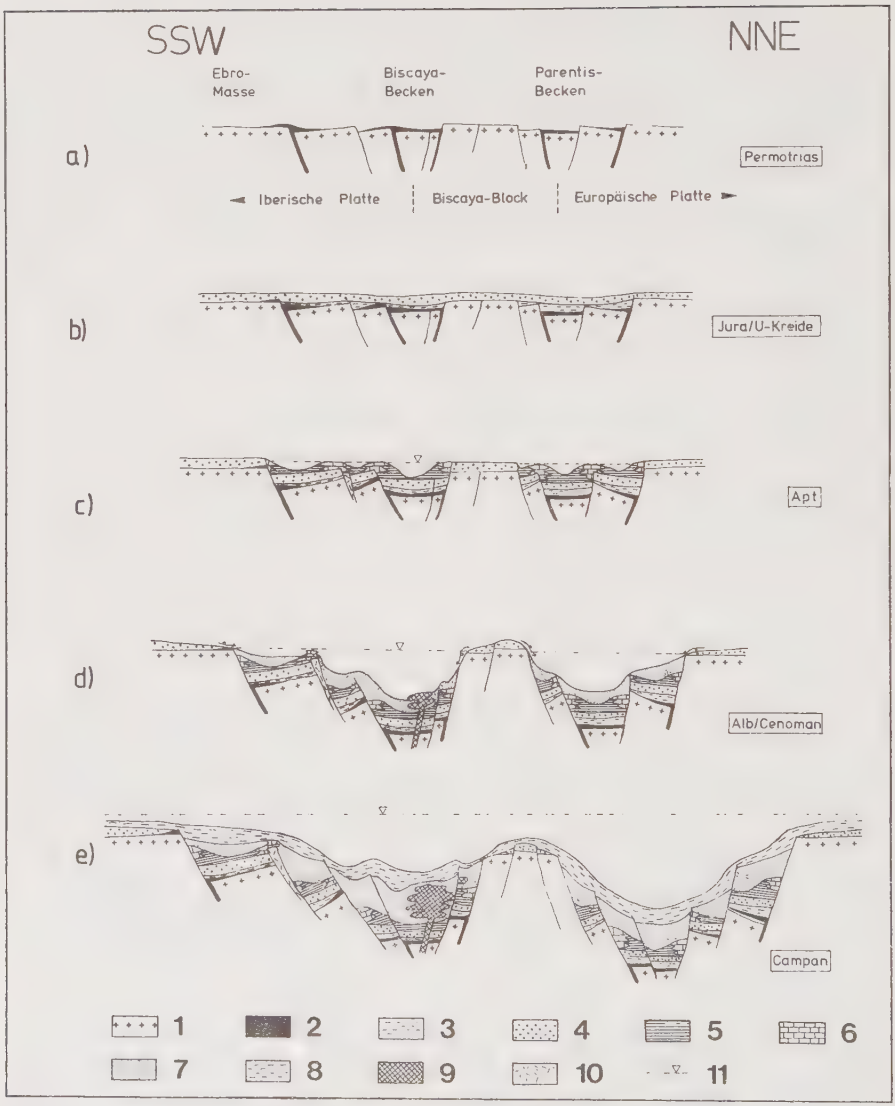


Abb. 95: Hypothetische Schnitte durch das Biscaya-Rift-System von Permotrias bis Campan (schematisch, nicht maßstabsgetreu)
1: Basement; 2: Ophite; 3: epikontinentale Sedimente; 4: "Wealden"; 5: "Parahoplites-Fazies"; 6: Karbonatplattform-Fazies; 7: Alb/Cenoman-Sedimente; 8: Oberkreide-Sedimente; 9: Vulkanite; 10: Keuper-Salze; 11: Meeresspiegel.

absinkenden Teil ("Halbgräben") Beckensedimente entstehen (Abb. 95-b, 95-c). Durch fortgesetzte Dehnung sinken die Schollen weiter ab und die zuvor durch die Hochseiten der Kippschollen getrennten Becken werden miteinander verbunden (Abb. 95-d, 95-e).

Der erste Hinweis auf kompressive Bewegungen im Biscaya-Synklinorium ist die starke Zunahme terrigener Schüttungen im Obercampan. Die Transportrichtungen in diesen Sedimenten geben ein Liefergebiet im E an und deuten damit auf die Heraushebung einzelner Gebiete im E des Biscaya-Beckens. Im Biscaya-Becken selbst wirkt sich die beginnende Kollision zwischen iberischer und europäischer Platte zu dieser Zeit noch nicht direkt aus, wie die ungehindert weitergehende Sedimentation zeigt. Daraus läßt sich auf eine NW-Drift der iberischen Platte während der 1. Kompressions-Phase schließen, die sich im Biscaya-Becken nur in Lateralbewegungen parallel zur Biscaya-Störung, jedoch nicht in Einengungstektonik äußert. Die Schleppfalten in der Gegend von Arrate (s. Kap. 2.4.19.), die auf eine rechtsseitige Strike-Slip-Bewegung (während der Kompression) zurückzuführen sind, bestätigen diese Annahme.

Nach einer Phase der Ruhe im Obermaastricht und unterem Paläozän setzt die Hauptkompressions-Phase ein, die vor allem im Eozän abläuft und umfangreiche Deckenbewegungen zur Folge hat.

Im Biscaya-Synklinorium deutet der NE-vergente Faltenbau (s. Kap. 2.4.3.) auf eine Änderung der Kompressions-Richtung seit dem Obercampan hin. Auch die Überschiebung der Decken erfolgt in N' bis NE' Richtung, zeigt also die gleichen Richtungsmerkmale (ENGESER & SCHWENTKE, i.D.).

In Abb. 96 sind die verschiedenen Deformationsstile im Biscaya-Synklinorium räumlich abgegrenzt. Zwei Bereiche lassen sich unterscheiden: im NW herrschen Knickfalten mit Faltenamplituden von wenigen Metern vor (s. Taf. 3, Abb. 7) und im SE sind vor allem Isoklinalfalten (Taf. 2. Abb. 5) und geschieferte Tonsteine (Taf. 2, Abb. 4) zu finden. Die Ursache für diese unterschiedlichen tektonischen Strukturen wird hier darin gesehen, daß das Zumaya-Becken als Decke über den SE-Teil hinweggeschoben wurde (s.u.; s. Abb. 97), den NW' Teil jedoch nicht beeinflußte.

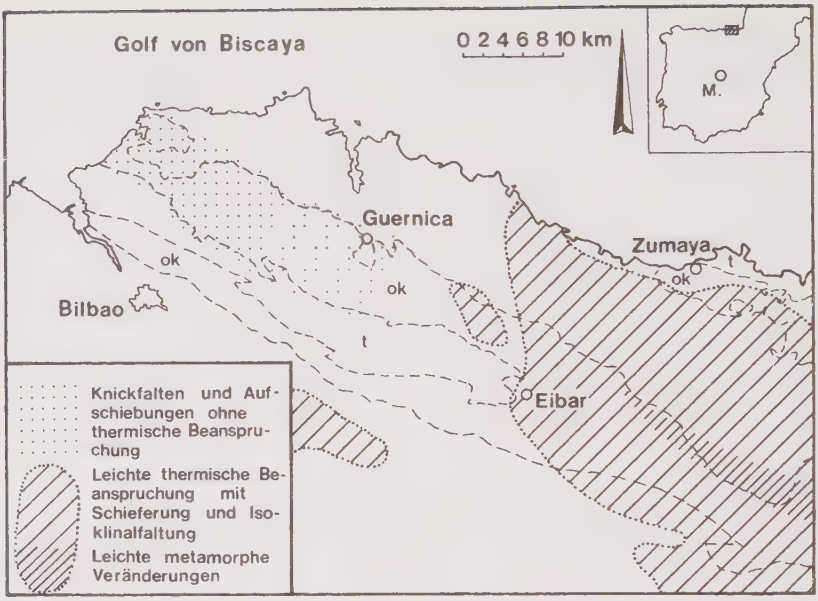


Abb. 96: Verschiedene Deformationsstile im Biscaya-Synklinorium und angrenzenden Gebieten (eigene Untersuchungen und nach CHOUKROUNE, 1976). ok = Oberkreide; t = Tertiär.

Im SE-Teil wird neben isoklinal verfalteten und geschieferten Tonsteinen (Taf. 2, Abb. 4, 5) eine leichte thermische Beanspruchung festgestellt, die CHOUKROUNE (1976) mit einer sehr schwachen Metamorphose ("Zone à Chlorite - Muscovite) angibt. Für derartige Überprägungen ist eine Absenkung erforderlich, die die nötige Aufheizung und plastische Verformbarkeit des Gesteins mit sich bringt. Das ist in diesem Falle nur mittels eines Deckentransportes erklärbar, der über diese Schichten hinweggegangen sein muß. Aus Abb. 96 geht außerdem hervor, daß die Ablagerungen des Zumaya-Beckens von der thermischen Beanspruchung nicht erfaßt worden sind. Während des Deckentransportes blieben sie an der Oberfläche und kamen daher nicht in die Zone der Aufheizung. Der NW-Teil wird hingegen lediglich von einer Einengungstektonik erfaßt, unterliegt aber keiner Aufheizung, so daß es hier zu einer bruchhaften und nicht plastischen Verformung mit Knickfalten kommt.

6.3. Der Zusammenhang zwischen Biscaya- und Zumaya-Becken

Das Zumaya-Becken wird aufgrund der tektonischen und sedimentologischen Befunde als eine Decke angesehen, die ehemals auf bzw. S' vom Biscaya-Becken gelegen hat. Für diese Annahme sprechen neben den tektonischen Besonderheiten des Biscaya-Synklinoriums (s. Kap. 6.2.) auch eine Reihe von sedimentologischen Eigenschaften, die bisher immer recht umständlich erklärt werden mußten.

Einen deutlichen Hinweis auf die Zusammengehörigkeit von Biscaya- und Zumaya-Becken stellen vulkanodetritische Lagen dar, die bei Iciar (zwischen Deva und Zumaya) in Schichten des Oberturon/Unterconiac vorkommen (LAMOLDA et al., 1983a). ENGESER (1985) beschreibt außerdem Vulkanitklasten aus einer Turbiditlage des Campan. Derartige Zeugen vulkanischer Aktivität in der Kreide fehlen, abgesehen vom Biscaya-Synklinorium, in sämtlichen anderen Becken des Basko-Kantabrischen Raumes. Eine Position des Zumaya-Beckens N' des Deva-Beckens und der Baskischen Massive, wie sie im Engeser/Reitner'schen Modell vorgesehen ist, würde eine Förderung von Vulkaniten in diesem Bereich voraussetzen. Dafür gibt es jedoch keinerlei Hinweise.

Sehr auffällig ist die Ähnlichkeit der Sedimente im Zumaya- und Biscaya-Becken. Die Campan-Turbidite des Zumaya-Beckens zeigen i.a. eine distalere Fazies als diejenigen des Biscaya-Beckens. Fan-Fringe-Turbidite des Zumaya-Becken stehen z.B. Middle-Fan-Turbiditen des Biscaya-Beckens gegenüber. Wahrscheinlich gehören diese beiden Systeme jedoch zusammen, so daß das Zumaya-Becken die distale Fazies zum Biscaya-Becken darstellt. Eine noch größere Übereinstimmung erreichen die beiden Sedimentationsräume im Maastricht und Paläozän, wo die Schichten faziell nicht mehr voneinander zu unterscheiden sind (vgl. LAMOLDA et al., 1983b).

In Abb. 97 ist in mehreren hypothetischen Schnitten durch das Biscaya-Rift-System die Subduktion/Unterschiebung im Bereich des E' Biscaya-Beckens schematisch dargestellt. Zu Beginn der 2. Kompressions-Phase liegen die Schichten des Zumaya-Beckens noch neben bzw. auf dem Biscaya-Becken (Abb. 97-a). Der SE-Teil des

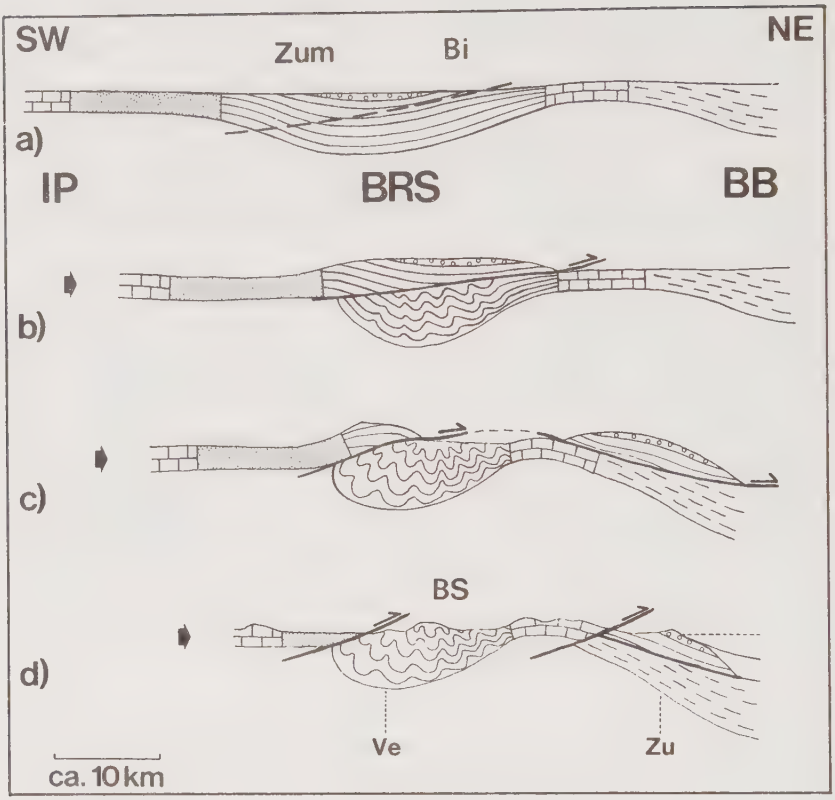


Abb. 97: Hypothetische Schnitte durch das Biscaya-Rift-System
a - c: während der 2. Kompressions-Phase im Eozän,
d : Darstellung der heutigen Situation, zur Orientierung die Lage der Orte Vergara (Ve) und Zumaya (Zu).
IP: Iberische Platte; BRS: Biscaya-Rift-System; BB: Biscaya-Block; Zum: Zumaya-Becken; Bi: Biscaya-Becken; BS: Biscaya-Synklinorium; : SW' Biscaya-Becken; : Zumaya- und Biscaya-Becken mit Kreide- und Tertiär-Sedimenten; : Karbonatplattformen (Aitzgorri-Massiv im SW, Tolosa-Riffkalk im NE); : Deva-Becken.

Biscaya-Beckens schiebt sich dann unter das Zumaya-Becken (Abb. 97-b), welches in der Folge als gravitative Decke ableitet (Abb. 97-c). Die Einengung führt im Biscaya-Becken zu einer Spezial-

faltung innerhalb der tektonischen Mulde und formt das heute vorliegende Synklinorium. Zum Ende der Kompressions-Phase wird die iberische Platte an der Biscaya-Störung noch auf die Schichten des Biscaya-Beckens aufgeschoben (Abb. 97-d; vgl. SOLER et al., 1981). Eine tektonische Klippe (Urgonkalke, Oberalb-Flysch) S' von Zarauz (JEREZ MIR, 1968b; HANISCH, 1974), die auf den Oberkreide-Schichten des Zumaya-Beckens liegt, wird ebenfalls auf diese letzte Kompression zurückgeführt. Die Apt/Alb-Sedimente werden dabei nach N auf die bereits dort liegende Zumaya-Decke aufgeschoben.

Der Gedanke, das Zumaya-Becken als eine Decke zu interpretieren, die noch S' bzw. auf dem Biscaya-Becken gelegen hat, zieht allerlei Änderungen im paläogeographischen Bild nach sich, insbesondere, was die palinspastischen Rekonstruktionen des Engeser/Reitner'schen Modells angeht. Durch die Annahme eines durch das ganze Biscaya-Pyrenäen-System durchgehenden ozeanischen Bereiches sind dort natürlich ganz andere Grundvoraussetzungen gegeben, wie im hier zugrunde gelegten Modell (s. Kap. 7.6.). Daher ist es verständlich, wenn das Zumaya-Becken im Engeser/Reitner'schen Modell nach seiner Fazies als der am nördlichsten gelegene Faziesraum (d.h. am Übergang zum ozeanischen Bereich) interpretiert wird. Da es hier aber nach der neueren Modellvorstellung nicht zur Bildung ozeanischer Kruste kommt, entfällt die Möglichkeit, N' des Biscaya- und Deva-Beckens einen noch distaleren Faziesraum zu bekommen, da an dieser Stelle mit dem Biscaya-Block bereits wieder dickere kontinentale Kruste und damit ein proximalerer Bereich erwartet wird. Der tiefste Bereich muß also im Bereich des Biscaya-Beckens oder unmittelbar daneben gelegen haben. Das Zumaya-Becken ist dabei als ein Teil des Biscaya-Beckens anzusehen, der ehemals z.T. auf dessen Schichten im E-Teil gelegen hat (s. Abb. 97) und weshalb dort heute die Sedimente ab etwa Turon/Coniac fehlen. N' des Biscaya-Beckens kann sich das Zumaya-Becken nicht befunden haben, da zwischen Deva- und Biscaya-Becken ein kontinuierlicher Übergang besteht.

Im Engeser/Reitner'schen Modell wird für das Zumaya-Becken ein Transport nach S angenommen. Das würde jedoch dem nach N gerichteten Deckenbau in den Westpyrenäen (s.o.) widersprechen,

so daß eine N-Bewegung sehr viel sinnvoller scheint.

Gegen eine nach N transportierte "Zumaya-Decke" sprechen die Sedimente im Umfeld des Diapirs von Zumaya, der im E des Zumaya-Beckens liegt. HANISCH (1978) beschreibt ihn als einen im frühen Tertiär aktiven "Sigsbee Knoll" und sieht dabei sowohl die Schichten zwischen Zumaya und Zarauz (=Zumaya-Becken) als auch diejenigen zwischen Zarauz und San Sebastián direkt von diesem Diapir beeinflußt. Während dies für den E-Teil anhand der sedimentologischen Daten zweifellos zutrifft, gibt es im W-Teil keine eindeutigen Hinweise darauf, auch lassen sich die einzelnen Schichten im Tertiär nicht über den Diapir hinweg korrelieren. Das Zumaya-Becken muß daher nicht unbedingt die W' Fortsetzung des Sedimentationsraumes zwischen Zarauz und San Sebastián darstellen. Andererseits ist es auch denkbar, daß der gesamte Oberkreide/Tertiär-Komplex von Zumaya bis San Sebastián einem zusammenhängenden Deckenstapel angehört, der mit den Westpyrenäen-Decken bei Biarriz in Verbindung steht.

7. Die Entwicklung des Biscaya-Pyrenäen-Bereichs aus plattentektonischer Sicht

In den vorangegangenen Kapiteln wurde deutlich, daß die tektonischen und sedimentologischen Ereignisse im Biscaya-Synklinorium in engem Zusammenhang mit der Öffnung des Biscaya-Pyrenäen-Ozeans und der späteren Pyrenäen-Orogenese stehen. Zum Schluß der Arbeit soll daher ein Modell der plattentektonischen Entwicklung Iberiens gegenüber Europa diskutiert werden, das die neu gewonnenen Erkenntnisse mit einschließt und die komplizierten Zusammenhänge zwischen paläomagnetischen, tektonischen und sedimentologisch-faziellen Daten zufriedenstellend herzustellen versucht. Die hier beschriebenen z.T. neuen Vorstellungen zur Biscaya-Entwicklung sind erste Überlegungen zu einem verbesserten plattentektonischen Modell, das vom Autor gemeinsam mit W. Schwentke und T. Engeser (SCHWENTKE et al., i.V.) entwickelt wird.

7.1. Bisherige Bearbeitungen

Es soll hier darauf verzichtet werden, frühere Modelle, die auf jeweils unterschiedlichen Voraussetzungen beruhen, ausführlich zu erläutern. Das ist bereits bei anderen Autoren (CHOUKROUNE, 1976; RIES, 1978; FERRAGNE & VIGNEAUX, 1978; ENGESER, 1985; SCHOTT, 1985) geschehen.

Das älteste Modell stammt von CAREY (1958), das anhand der "Continental-Fit-Methode" entwickelt wurde. Das gleiche Verfahren wenden MATTHEWS & WILLIAMS (1968), BACON et al. (1969), LePICHON et al. (1971), MONTADERT & WINNOCK (1971), CHOUKROUNE et al. (1973), SIBUET (1973), WILLIAMS (1975), CHOUKROUNE (1976), RIES (1978), VANDENBERG (1980) u.a. ebenfalls an. SIBUET (1973), BARD et al. (1980), RIES (1978) und RIES et al. (1980) vergleichen die paläozoischen Massive in der Bretagne (Nordfrankreich) und Kantabrien (Nordspanien) miteinander und fügen diese nach strukturellen und lithologischen Merkmalen zu einer Paßform zusammen. Auf sedimentologischen oder tektonischen Daten aus den Pyrenäen beruhen die Modelle von SOUQUET & MEDIAVILLA (1976), SOUQUET et al. (1977) und PEYBERNES (1978), die z.T. ein Rift-System durch das Biscaya-Synklinorium hindurch in die Pyrenäen hinein postulieren.

Die am besten fundierten Modelle beruhen bisher auf der Paßform der magnetischen Anomalien in der Biscaya (MATTHEWS & WILLIAMS, 1968; WILLIAMS, 1975). Diese Methode ist jedoch im Golf von Biscaya nicht ohne weiteres durchführbar, da während Maastricht und Alt-Tertiär eine kurzzeitige Subduktion/Unterschiebung stattfand und komprimierte Krustenteile, wie ihn z.B. der nordspanische Schelf im Vergleich zum armorikanischen Schelf darstellt, zunächst palinspastisch rekonstruiert werden müssen. Da dies bei vielen Modellen nicht gemacht wurde, kommt es zu unterschiedlichen Ergebnissen, die immer nur zum Teil brauchbar sind (KRISTOFFERSEN, 1978; BOILLOT, 1981; GRIMAUD et al., 1982; OLIVET et al., 1984; CURNELLE et al., 1982; MASSON & MILES, 1984). Die bisher ausführlichste Darstellung, die das Streifenmuster der magnetischen Anomalien sowohl im Golf von Biscaya als auch im Atlantik berücksichtigt, findet sich bei ENGESER (1985) ("Engeser/Reitner'sches Modell").

Die Bewegung der iberischen Platte relativ zur europäischen und die paläogeographische Entwicklung des Basko-Kantabrischen Beckens beschreiben WIEDMANN et al. (1983), ENGESER et al., (1984), ENGESER (1985) und REITNER (1984) ab dem Beginn des Spreading im Biscaya-Pyrenäen-Ozean. In einer zusätzlichen Darstellung versucht ENGESER (1985) eine Position etwa in der untersten Kreide (Prä-Drift-Position) zu rekonstruieren, indem er die Rückrotation der iberischen Platte noch ein wenig weiter führt und die Schelflinien zu Deckung bringt.

Im Detail treten im Engeser/Reitner'schen Modell durch die hinzugewonnenen Erkenntnisse jedoch Probleme auf, die eine erneute Bearbeitung erforderlich machten. Die Probleme, die im folgenden diskutiert werden, betreffen vor allem die Lage der Plattengrenze, die Vulkanite des Biscaya-Synklinoriums, Unterschiede in der metamorphen und tektonischen Beanspruchung der Gesteine des Biscaya-Synklinoriums und die Paläopositionen der iberischen Platte.

7.2. Die Lage der Plattengrenze

In Abb. 98 sind die verfügbaren paläomagnetischen Messungen mit zuverlässigen Ergebnissen eingetragen, nach denen die Platten-

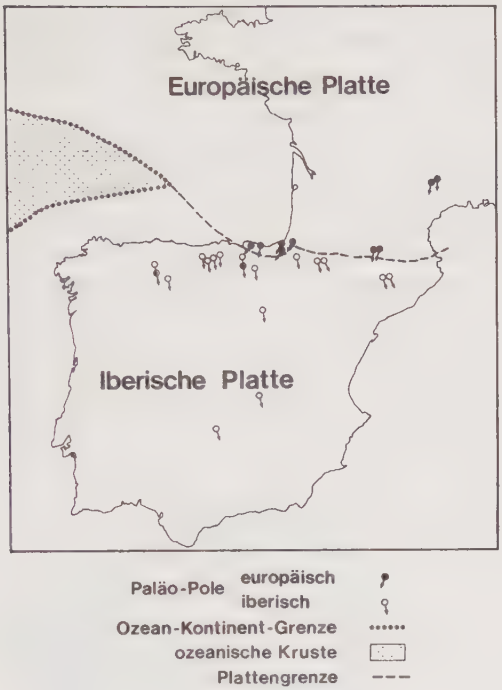


Abb. 98:
Der Verlauf der Plattengrenze zwischen iberischer und europäischer Platte. Paläomagnetische Daten aus: VANDENBERG, 1980; VAN DER VOO & BOESSENKOOL, 1973; VAN DER VOO, 1969; GIRDLER, 1968; KRUSEMANN, 1962; SCHWARZ, 1963; STAUFFER & TARLING, 1971; VAN DER LINGEN, 1960; VAN DONGEN, 1967.

grenze festgelegt wurde (Literaturzitate s. Abb. 98). Im Aviles-Becken sind die Interpretationen widersprüchlich, da hier mehrfach europäische Polwerte gefunden wurden. Während VANDENBERG (1980) diese Werte als primär ansieht, gehen CLEGG et al. (1957), VAN DER VOO (1969) und neuerdings auch SCHOTT (1985) davon aus, daß sie rezent überprägt sind und daher für eine paläomagnetische Aussage nicht taugen.

Die Aussagekraft paläomagnetischer Daten ist häufig durch starke Schwankungen und spätere Überprägungen beeinträchtigt. Es existieren jedoch inzwischen eine große Anzahl paläomagnetischer Messungen, die alle etwa gleiche Rotationsbeträge der iberischen Platte erkennen lassen, so daß man davon ausgehen kann, daß die Mehrzahl der Daten den tatsächlichen Gegebenheiten entspricht.

Neben den paläomagnetischen Daten gibt es darüber hinaus eine Reihe von seismischen, strukturellen und sedimentologischen Daten, die vor allem im Bereich der Westpyrenäen eine veränderte

Lage der Plattengrenze unterstützen (unterschiedliche Tiefenlage des kristallinen Basements, verschiedene Deformationsstile, starke fazielle Unterschiede usw.; z.B. SCHOEFFLER, 1982; DAIGNIERES et al., 1982; ENGESER & SCHWENTKE, i.D.).

In den Zentral- und Ostpyrenäen gilt allgemein die Nord-Pyrenäen-Störung als die Trennlinie zwischen iberischer und europäischer Platte. Paläomagnetische Daten aus der Achsialzone der Pyrenäen (iberisch) und den Satellitenmassiven (europäisch) bestätigen diese Annahme (VAN DONGEN, 1967; GIRDLER, 1968; VAN DER LINGEN, 1960). Die W' Fortsetzung der Plattengrenze wird hier, abweichend von früheren Darstellungen (z.B. LePICHON & SIBUET, 1971), z.T. entlang der Estella-Dax-Zone, S' des Cinco-Villas-Massivs (europäisch: VAN DER VOO & BOESSENKOOL, 1973) in der Nordfront der Marbres-Decke ("Nappe de Marbres") und in der Biscaya-Störung gesehen (SCHOTT, 1985; SCHWENTKE, i.V.). Im Golf von Biscaya setzt sich die Verlängerung der Biscaya-Störung in die NE-Begrenzung ozeanischer Kruste fort.

Der heute zwischen Biscaya-Störung, Estella-Dax-Zone und Canyon de Cap Ferret befindliche Bereich wird als der deformierte Rest eines Blocks angesehen, der sich als Mikroplatte von der europäischen löste, jedoch die spätere Rotation der iberischen Platte nicht mitmachte.

7.3. Die plattentektonischen Einheiten

Die Umrahmung des Golfes von Biscaya bilden im NE die europäische und im S die iberische Platte, die heute durch das Pyrenäen-Orogen miteinander verbunden sind. Der zentrale Teil des Golfes von Biscaya wird von ozeanischer Kruste unterlagert, die keilförmig aus dem Atlantik bis nach Asturien herüberreicht (Abb. 99). Die NE' Begrenzung dieses ozeanischen Teils bildet ein bereits vor dem Spreading-Beginn im Absinken begriffenes Becken (Armorikanisches Becken), das von sehr stark ausgedünnter kontinentaler Kruste unterlagert wird (DEREGNAUCOURT & BOILLOT, 1982). Daran schließt sich ein passiver Kontinentalrand an.

Der armorikanische Schelf weist heute fast das doppelte seiner ursprünglichen Breite (zu Beginn der Rift-Phase) auf. Kalkula-

tionen mit Hilfe von Flächenintegrationen anhand seismischer Profile (AVEDIK et al., 1982; ROBERTS & MONTADERT, 1980) ergaben Dehnungsfaktoren bis ca. 2,0.

Im Gegensatz dazu steht die S' Begrenzung. Während der obersten Kreide und dem Alt-Tertiär kollidieren hier die iberische und europäische Platte und führen im Bereich des S' Golfes von Biscaya bis hinein in die Westpyrenäen zu einer Subduktion/Unterschiebung nach S. Der Akkretionskeil der Subduktions-/Unterschiebungszone trennt die ozeanischen von den S' liegenden kontinentalen Bereichen. Der Krustenteil NE' der Biscaya-Störung und NW' der Estella-Dax-Zone sowie S' des Canyon de Cap Ferret kann als deformierter Rest des Biscaya-Blocks angesehen werden (s. Abb. 99).

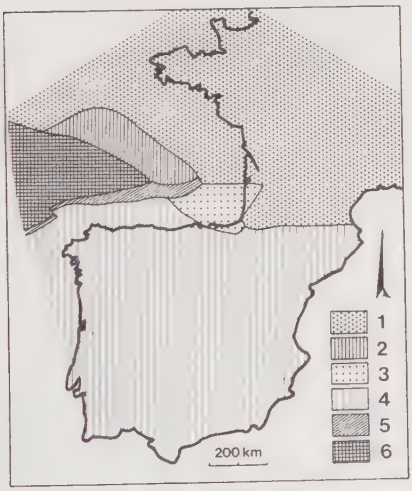


Abb. 99:
Die plattentektonischen Einheiten im Biscaya-Pyrenäen-Bereich.
1 = Europäische Platte,
2 = Armorikanisches Becken,
3 = Deformierter Rest des Biscaya-Blocks,
4 = Iberische Platte,
5 = Akkretionskeil,
6 = Ozeanische Kruste.

In den Westpyrenäen führte die Kollision zu einem N- bis NE-wärts gerichteten Deckenbau, der vor allem im Bereich der Baskischen Massive intensive Deformationen verursachte (SCHWENTKE, i.V.). In den Zentral- und Ostpyrenäen hingegen sind die Deckenbewegungen zum überwiegenden Teil nach SW und nur N' der Nord-Pyrenäen-Störung geringfügig nach N gerichtet (s. Abb. 100). Dieser entgegengesetzte Bewegungssinn sowie spiegelbildlich angeordnete "Sprünge" in der Moho und im kristallinen Basement in den West-

bzw. Zentral- und Ostpyrenäen veranlaßten WIEDMANN et al. (1983), ENGESER et al. (1984) und ENGESER & SCHWENTKE (i.D.) im Bereich der Baskischen Massive einen Wechsel in der Subduktions-/Unterschiebungs-Richtung ("Flip") anzunehmen.

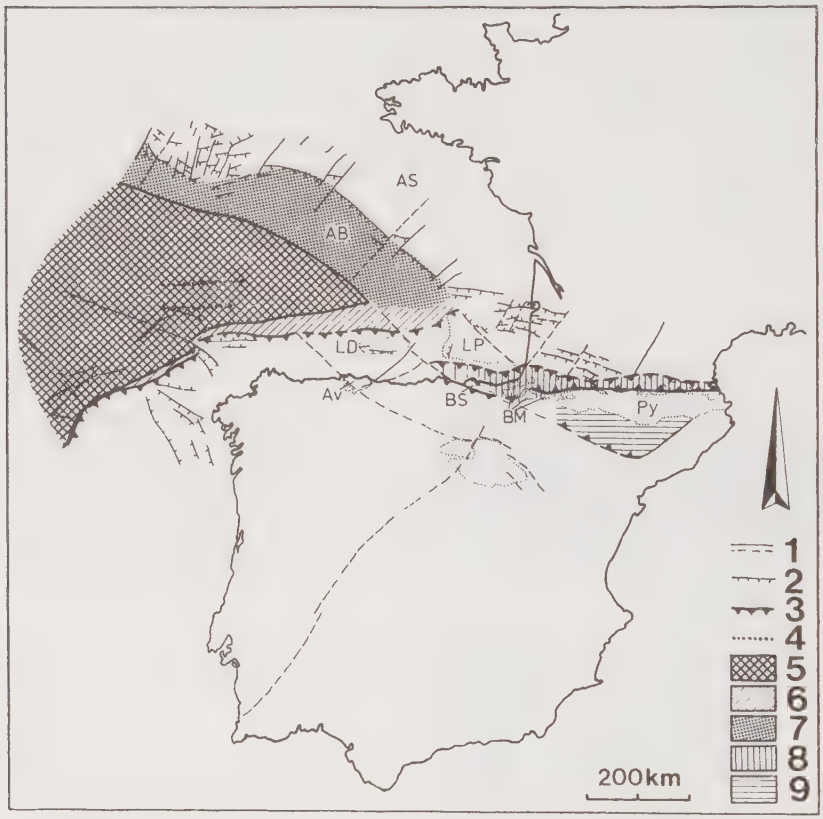


Abb. 100: Die heutige Situation im Biscaya-Pyrenäen-Bereich (umgezeichnet und verändert nach DEREGNAUCOURT & BOILLOT, 1982; GRIMAUD et al., 1982).

AB : Armorikanisches Becken
AS : Armorikanischer Schelf
Aq : Aquitanisches Becken
Av : Aviles-Becken
BM : Baskische Massive
BS : Biscaya-Synklinorium
LD : Le-Danois-Bank
LP : Landes-Plateau
Py : Pyrenäen-Achsialzone

1 : Störungen
2 : Abbrüche
3 : Überschiebungen/Deckenfronten
4 : Anomalie A-34 (revers)
5 : Ozeanische Kruste
6 : Akkretionskeil
7 : Sehr stark ausgedünnte kontinentale Kruste
8 : Nach N transportierte Decken
9 : Nach S transportierte Decken

7.4. Die Rekonstruktion der Paläopositionen

Aus den verschiedenen paläomagnetischen Untersuchungen in permotriassischen Gesteinen (s. Kap. 7.2.) geht hervor, daß die iberische Platte seit der Permotrias um ca. 30 - 35° im Gegenuhrzeigersinn rotiert ist, ein Betrag von ca. 20 - 25° entfällt dabei auf die Zeit nach dem Beginn des Spreadings (WIEDMANN et al., 1983; ENGESER et al., 1984). Demzufolge hat von der Permotrias bis zum Apt/Alb (Spreading-Beginn) schon eine leichte Rotation im Gegenuhrzeigersinn von ca. 5 - 10° stattgefunden. ENGESER (1985) bringt die Schelflinien des armorikanischen, iberischen und nordamerikanischen Schelfes zur Deckung und kommt zu einer "Prä-Drift-Position" in der untersten Kreide, die die iberische Platte gegenüber der "Prä-Spreading-Position" leicht nach NE versetzt. Während des späten Rift-Stadiums müßte sich danach die iberische Platte in S- bis SW-Richtung bewegen, eine Bewegungsrichtung, die auch BOILLOT (1984) vor dem Oberapt annimmt. MASSON & MILES (1984) und OLIVET et al. (1984) geben eine ähnliche Lage der iberischen Platte in der untersten Kreide an. RIES (1978) vergleicht strukturelle und fazielle Merkmale der paläozoischen Massive Kantabriens (Nordspanien) und der Bretagne (Nordfrankreich) miteinander und gibt eine postvariszische Paläoposition an, die der Prä-Drift-Position von ENGESER (1985) ähnelt (Abb. 101). Die iberische Platte ist dabei noch ein wenig weiter zurückrotiert worden (insgesamt um 45° gegenüber der heutigen Position).

Zu ganz anderen Darstellungen kommen LePICHON et al. (1977), SMITH (1971), FRISCH (1979, 1981), VAN DER VOO & BOESSENKOOL (1973), SIBUET (1973), BIJU DUVAL et al. (1977) und DERCOURT et al. (1985), die in der Trias eine Position annehmen, die die iberische Platte um etwa 250 - 400 km nach NW gegenüber der prämesozoischen Position nach RIES (1978) versetzen. Um von einer solchen Position zu der durch die Paßform der magnetischen Anomalien einigermaßen gesicherten Prä-Spreading-Position (ENGESER et al., 1984) zu gelangen, müssen Strike-Slip-Bewegungen in der Größenordnung von 300 - 400 km gefordert werden.

Da die Diskussion über diese beiden unterschiedlichen Ausgangspunkte noch nicht abgeschlossen ist, soll hier versucht werden,

Abb. 101: Postvariszische Position der iberischen Platte, umgezeichnet nach RIES (1978). Eingetragen sind die paläozoischen Massive und die wichtigsten strukturellen Lineationen. Die Verbindung der Strukturlinien ist eine Interpretation von RIES (1978).

beide Modelle einander gegenüberzustellen und zu vergleichen. Als Grundlage für die folgenden Abbildungen diente eine Strukturkarte des Golfes von Biscaya (Abb. 100) von DEREGNAUCOURT & BOILLOT (1982). Um die schematischen Zeichnungen nicht mit zu vielen Details zu belasten, wurden nur die heutigen Küstenlinien sowie die vermuteten Abbruchlinien entlang des Schelfes und des Biscaya-Blocks eingetragen. Die während des Riftings und Spreadings stattfindende Dehnung der Kontinentalränder und des Biscaya-Blocks sowie Abbruchlinien von Kippschollen wurden jedoch nicht rekonstruiert.

7.5. Die Entwicklung des Golfes von Biscaya während der Rift-Phase (Permotrias - Apt/Alb) - ein Modellvergleich

In Abb. 102 sind zwei mögliche Entstehungsmodelle des Golfes von Biscaya und der Pyrenäen gegenübergestellt.

Modell A nimmt als Ausgangspunkt (≙ Prä-Rift-Position) eine nur sehr geringfügig nach NW verschobene und um ca. 35° zurückrotierte iberische Platte an. In Modell B wird die iberische Platte ebenfalls um ca. 35° zurückrotiert, zusätzlich jedoch um ca. 250 - 300 km nach NW verschoben. Beide Rekonstruktionen bedienen sich eines Vergleiches der Kontinentalränder und berücksichtigen

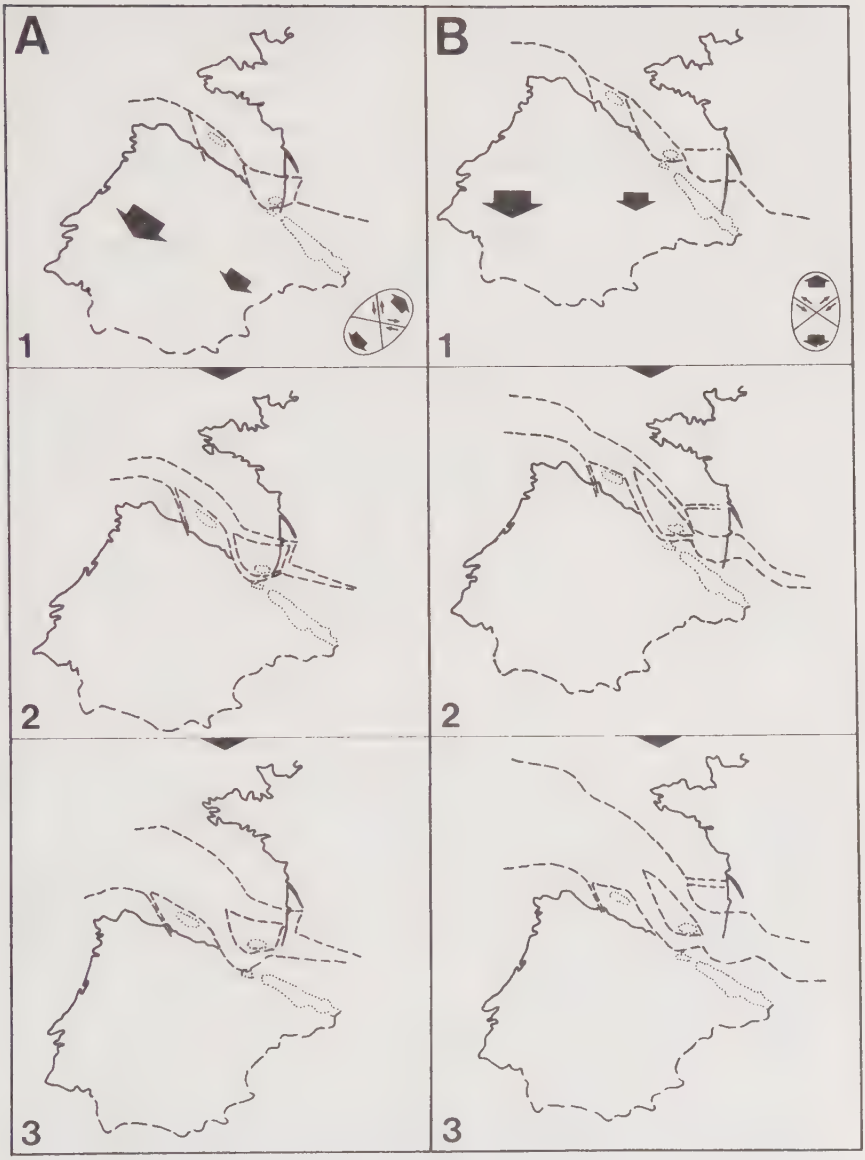


Abb. 102: Modellvergleich zur Entwicklung des Golfes von Biscaya während der Rift-Phase (Permotrias - Apt/Alb). Erläuterungen siehe Text. Modell A ist z.T. in Anlehnung an ENGESER & SCHWENTKE (i.D.).

den Verlauf der neu festgelegten Plattengrenze und die Ausdünnung des armorikanischen Schelfes. Der Umriß des Biscaya-Blocks entspricht nicht seinem heutigen (vgl. Abb. 99), da er während der Kollision stark deformiert und z.T. von Decken überschoben wurde, außerdem sind in den heutigen Umriß auch die mesozoischen und tertiären Sedimente der Riftbecken mit eingeschlossen.

7.5.1. Modell A

Das Rifting im Golf von Biscaya beginnt in der ersten Rift-Phase (Permotrias) mit einer Bewegung der iberischen Platte nach S bis SW (Abb. 102-A1). Die Abbruchlinie verläuft entlang des armorikanischen Schelfrandes und verzweigt sich in die Biscaya-Störung und den Canyon de Cap Ferret hinein. Der von den Linien eingeschlossene Bereich bildet den Biscaya-Block, zu dem das Landes-Plateau und die N' Baskischen Massive (Cinco-Villas-, La-Rhune- und Labourd-Massiv) gehören. Ein Seitenarm des Riftings geht möglicherweise in die Aviles-Störung, macht sich jedoch nur im Jura des Aviles-Beckens durch erhöhte Sedimentmächtigkeiten (RAMIREZ DEL POZO, 1971) geringfügig bemerkbar.

Abb. 102-A2 zeigt eine Zwischenposition zwischen der Prä-Rift- und der Prä-Spreading-Position, die etwa der untersten Kreide entspricht. Das armorikanische Becken, das auch schon vor dem Spreading-Beginn im Absinken begriffen ist, zeichnet sich bereits deutlich ab. Während in der ersten, permotriassischen Rift-Phase nur relativ geringe Plattenbewegungen stattfinden, verstärkt sich die S- bis SW-Drift und Rotation der iberischen Platte ab dem Oberjura und führt dann im Apt/Alb zum Spreading. Im unteren und mittleren Jura stagniert die Entwicklung in der Biscaya (ENGESER et al., 1984).

In Abb. 102-A3 ist die Prä-Spreading-Position (in Anlehnung an ENGESER et al., 1984) dargestellt. Das armorikanische Becken ist nun in seiner ganzen Breite geöffnet und auch im aquitanischen Becken lassen sich bereits vor dem Spreading verstärkte Subsidenzbewegungen feststellen (BRGM et al., 1974; BRUNET, 1983, 1984; BOILLOT, 1984). Durch die Rotation bildet sich zwischen der iberischen Platte und dem nicht mitrotierenden Biscaya-

Block ein nach NW breiter werdendes asymmetrisches Becken, das bereits im Kap. 2.5. und 6. eingehend besprochen wurde.

7.5.2. Modell B

Die iberische Platte beginnt sich in S' bis SE' Richtung von der europäischen Platte zu lösen. Die Abbruchlinie verläuft ebenfalls entlang des armorikanischen Schelfrandes und spaltet sich an der Biscaya-Störung in zwei Hauptlinien auf. Der Biscaya-Block, zu dem in diesem Modell nur die N' Baskischen Massive (s.o.) gehören, wird von der Biscaya-Störung und der Estella-Dax-Zone von der iberischen Platte getrennt. Das Landes-Plateau rückt nur geringfügig durch die Öffnung des Canyon de Cap Ferret aus seiner ursprünglichen Position nach S. Die E' Fortsetzung der Riftlinie geht in diesem Modell durch die "Keltaquitanische Flexur", die etwa von NW nach SE durch das aquitanische Becken läuft und sich vor allem in frühmesozoischen Schichten durch markante Faziswechsel bemerkbar macht (FRIED & MORELOT, 1973; BRGM et al., 1974). Die NNE-SSW streichende E' Begrenzungslinie des Biscaya-Blocks in Modell A würde bei der in Modell B angenommenen Bewegungsrichtung zur Kollision führen und kommt daher nicht in Frage. Sie ist allerdings nach DEREGNAUCOURT & BOILLOT (1982) seismisch nachgewiesen und macht sich während der 2. Rift-Phase auch in faziellen Unterschieden bemerkbar (BRGM et al., 1974).

In der Zwischenposition zwischen Prä-Rift- und Prä-Spreading-Position (Abb. 102-B2) öffnet sich das armorikanische Becken als ein kombiniertes Pull-Apart-Rift-Becken infolge einer linksseitigen Strike-Slip-Bewegung der iberischen Platte gegenüber der europäischen bei gleichzeitigem Abrücken. Die Lateralbewegung ist erforderlich, um die iberische Platte von der im NW liegenden Prä-Rift-Position in die durch die Paßform der magnetischen Anomalien einigermaßen gesicherte Prä-Spreading-Position (ENGESER et al., 1984) zu bringen.

Die Prä-Spreading-Position (Abb. 102-B3) unterscheidet sich lediglich durch den Umriß des Biscaya-Blocks und das Abrücken des Landes-Plateaus von Modell A.

7.5.3. Diskussion des Modellvergleichs

Nach dem derzeitigen Kenntnisstand lassen sich sowohl für Modell A als auch für Modell B Argumente dafür und dagegen finden, so daß eine eindeutige Aussage im Moment noch nicht möglich ist.

Die Prä-Rift-Position des Modells A stimmt mit der postvariszischen Rekonstruktion von RIES (1978) sowie mit den Rekonstruktionen des gesamten oder Teiles des Atlantiks von OLIVET et al. (1984) und MASSON & MILES (1984) weitgehend überein, im Gegensatz zu den Paläopositionen von LePICHON et al. (1977), SMITH (1971), BIJU DUVAL et al. (1977) und DERCOURT et al. (1985), die im Modell B ihre Entsprechung haben.

Der Bewegungsablauf in Modell A ist relativ einfach und besteht nur in der Rotation der iberischen Platte um einen Pol im E. Strike-Slip-Bewegungen kommen hier nur untergeordnet vor, während sie im Modell B in der Größenordnung von 300 bis 400 km auftreten. Das armorikanische Becken hat heute eine deutlich ausgeprägte NW-SE-Längsachse (DEREGNAUCOURT & BOILLOT, 1982). Eine einfache Rift-Bewegung in SW' Richtung, wie in Modell A, ist dafür eine wesentlich einfachere Erklärung als ein kombiniertes Pull-Apart-Rift-System in Modell B. Im Modell A ist die NW-SE-Erstreckung gleich zu Beginn gegeben.

Der sich öffnende Atlantik erzeugt möglicherweise einen nach SE gerichteten Druck, der einer SW-Bewegung der iberischen Platte in Modell A entgegensteht, jedoch mit der S- bis SE-Bewegung in Modell B übereinstimmt.

Der Umriß des Biscaya-Blocks in Modell A ähnelt dem heute vorliegenden deformierten Rest (vgl. Abb. 99 und ENGESER & SCHWENTKE, i.D.), während er in Modell B keine Ähnlichkeit mit ihm hat.

Insgesamt scheinen derzeit mehr Argumente für Modell A als für Modell B zu sprechen. Die folgenden Darstellungen von Paläopositionen während des Spreadings und der Kollision stellen daher die Fortführung von Modell A dar. Die Rekonstruktionen wären jedoch in ähnlicher Weise auch auf Modell B anwendbar. In dem hier näher betrachteten Bereich zwischen Biscaya-Block und iberischer Platte (Basko-Kantabrisches Becken) besteht zwischen den beiden Modellen kein Unterschied.

7.6. Die Spreading- und Kollisions-Phase im Golf von Biscaya und in den Pyrenäen

Anhand der magnetischen Anomalien läßt sich die Bewegung der iberischen Platte ab der Prä-Spreading-Position relativ gut nachvollziehen (ENGESER, 1985; ENGESER et al., 1984; WIEDMANN et al., 1983). Die im Engeser/Reitner'schen Modell als Grundlage verwendete Arbeit von KRISTOFFERSEN (1978), der sich auf die Angaben von WILLIAMS (1975) bezieht, zeichnet jedoch die magnetische Anomalie A-34 ca. 50 km zu weit S' ein, wie aus einem Vergleich der Darstellungen von WILLIAMS (1975) und DEREGNAUCOURT & BOILLOT (1982) mit der von KRISTOFFERSEN (1978) hervorgeht (mdl. Mtlg. W. Schwentke). Unter der Annahme eines ehemals symmetrischen Ozeans resultiert daraus schließlich ein um etwa 100 km zu weit angesetztes maximales Abrücken der iberischen Platte während des Spreadings.

Die Paläopositionen zur Zeit der Anomalie A-34 (unteres Untercampan) in ENGESER et al. (1984 : Abb. 4) zeigt die iberische Platte ca. 300 km S' ihrer heutigen Position. Das Spreading dauerte noch etwa bis zum mittleren Campan, so daß bei einer angenommenen Spreading-Rate von 0,5 - 0,6 cm/Jahr in der Biscaya (ENGESER, 1985) zu den 300 km nochmals etwa 50 km hinzugerechnet werden müßten.

In Abb. 103 ist eine Position des maximalen Abrückens dargestellt, die entsprechend dem um 100 km zu weit angesetzten Abrücken im Engeser/Reitner'schen Modell einen um etwa 100 km schmaleren Raum zwischen iberischer und europäischer Platte annimmt. Im Bereich der Pyrenäen ergibt sich eine relativ geringe Dehnung im Vergleich zum zentralen Golf von Biscaya. Der Dehnungsfaktor dürfte 2 nicht wesentlich überschritten haben. Daraus folgt, daß die Bildung von ozeanischer Kruste in diesem Teil eher unwahrscheinlich ist. Tatsächlich finden sich in den Pyrenäen auch keine eindeutigen Hinweise auf ozeanische Kruste, wie z.B Ophiolithe. Lherzolite, die an einigen Punkten entlang der Nord-Pyrenäen-Störung auftreten (VIELZEUF & KORNPROBST, 1984), werden mit einer Krustenverdünnung, nicht aber mit ozeanischer Kruste in Verbindung gebracht. MATTAUER & CHOUKROUNE (1974) nehmen

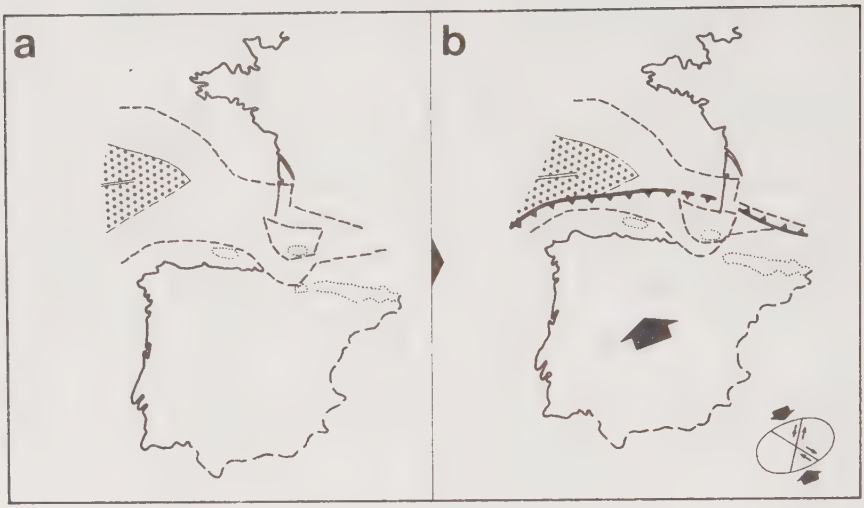


Abb. 103: Positionen der iberischen Platte a) zur Zeit des maximalen Abrückens (Mittelcampan) und b) etwa während der ersten Kompressionsphase (Obercampan/ Maastricht). Punktiert: ozeanische Kruste.

sogar an, daß die Lherzolite schon spät-herzynisch gebildet wurden. Lediglich ungewöhnlich hohe Schwereanomalien (BRGM et al., 1974; ROUSSEAU & MALZAC, 1982) und seismische Daten (DAIGNIERES et al., 1982) in den Westpyrenäen könnten als Hinweis auf ehemals vorhandene ozeanische Kruste interpretiert werden, jedoch sind hier auch andere Erklärungsmöglichkeiten wie z.B. Auswirkungen der N-wärts gerichteten Deckenüberschiebungen (vgl. Kap. 7.3.) denkbar.

Die Spreading-Phase im Golf von Biscaya endet im Mittelcampan (ENGESER, 1985) mit der Umkehrung der Bewegungsrichtung der iberischen Platte. Die Umkehrung ist eine Folge der Richtungsänderung der afrikanischen Plattenbewegung. Bis ins Campan hinein liegt deren Rotationspol NE' der iberischen Platte und bewirkt damit eine S- bis SE-Bewegung Iberiens. Während des Campan verlagert sich der Pol nach SW, so daß die iberische Platte nun in entgegengesetzter Richtung bewegt wird. (BIJU DUVAL et al., 1977; DERCOURT et al., 1985). Dies hat die Kollision der iberischen

mit der europäischen Platte ab dem Obercampan zur Folge. ENGESER & SCHWENTKE (i.D.) unterscheiden 3 Bereiche innerhalb der Kollisionszone:

1. Ozean-Kontinent-Kollision entlang des nordiberischen Schelfrandes.
2. Kontinent-Block-Kollision im Bereich des Biscaya-Blocks.
3. Kontinent-Kontinent-Kollision in den Pyrenäen.

Die ersten Reaktionen auf die kompressiven Bewegungen zeigen sich in einer starken Zunahme der terrigenen Schüttungen - im Untercampan beginnen sie in den Ostpyrenäen (DUBOIS & SEGUIN, 1978) und im Obercampan auch in den Westpyrenäen. Im Biscaya-Synklinorium beispielsweise baut sich im Obercampan ein von E geschütteter Deep-Sea-Fan in das Becken vor (vgl. Kap. 2.5.). Weit verbreitete Diskordanzen zwischen Santon und Campan sowie Hiati im Untercampan der Pyrenäen (RICATEAU & VILLEMIN, 1973) führen WIEDMANN et al. (1983) ebenfalls auf diese Kompression zurück.

BOILLOT et al. (1979), BOILLOT (1981) und GRIMAUD et al. (1982) nehmen zwei Kompressionsphasen im Biscaya-Pyrenäen-System an. Die erste findet während des Obercampan/Maastricht statt und ist wahrscheinlich für die Heraushebung von Liefergebieten für detritisches Material im E des Biscaya-Synklinoriums verantwortlich.

Im Obermaastricht und Paläozän kommt die kompressive Bewegung eine Zeitlang nahezu zum Erliegen, was sich im Basko-Kantabrischen Becken durch eine ruhige, z.T. turbiditfreie Sedimentation ausdrückt. Die zweite Kompressionsphase während des Eozäns (WIEDMANN et al., 1983; GRIMAUD et al., 1982) bildet zugleich den Abschluß der Pyrenäen-Orogenese. Sie verläuft in mehreren Schüben, wie aus unterschiedlichen Deformationsintensitäten der Oberkreide/Paläozän- bzw. Eozän-Schichten im Biscaya-Synklinorium gefolgert werden kann. Während die Sedimente der Oberkreide und des Paläozän im NW' Biscaya-Synklinorium stark tektonisch deformiert sind (Knickfalten, Aufschiebungen, Überschiebungen; vgl. Kap. 2.4.3.), sind die darüber liegenden Schichten nur noch relativ geringfügig in einer regelmäßigen tektonischen Mulde eingeengt.

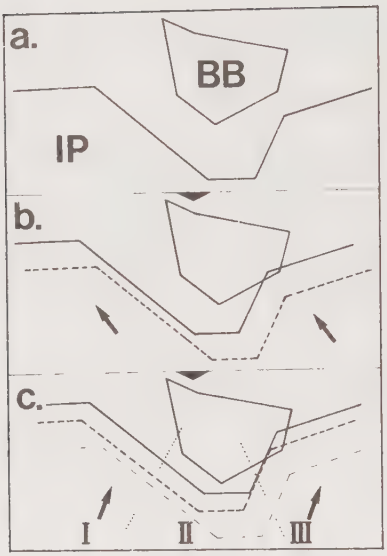


Abb. 104:
Schematische und stark vereinfachte Darstellung der kompressiven Bewegungen zwischen iberischer Platte (IP) und Biscaya-Block (BB). Erläuterungen siehe Text.

Abb. 104 zeigt stark schematisch die kompressiven Bewegungen zwischen iberischer Platte und Biscaya-Block. Bereits während der ersten Phase muß es im E zur Kollision kommen, da die Sedimentation hier bereits im Obercampan endet (vgl. Kap. 2.5.). Im Bereich der NW' Becken (Biscaya-, Zumaya- und Deva-Becken) beschränkt sich die Kompression hingegen auf relativ geringe Beträge, hier überwiegt die rechtslaterale Strike-Slip-Bewegung (Beispiel s. Kap. 2.4.19.). Daraus folgt, daß die iberische Platte sich zunächst in NW' Richtung bewegt (Abb. 104-b).

In der zweiten Phase ändert sich die Bewegungsrichtung der iberischen Platte in N bis NE, wie aus dem NE-vergenten Faltenbau in den Oberkreide-Schichten den NW' Biscaya-Synklinoriums abzulesen ist. In der Folgezeit wird nun auch der NW' Basko-Kantabrische Raum stärker deformiert (Abb. 104-c). Dabei reicht es im äußersten NW nicht zur Bewegung von Decken, wohl aber zur starken seitlichen Einengung (Zone I). In Zone II ist dagegen die Einengung so stark, daß es zur Deckenbildung kommt. In Zone III kommt dann noch die Kollision des Biscaya-Blocks mit der iberischen Platte hinzu, die hier zu starken Verfaltungen und einem weit nach N gerichteten Deckenbau führt (SCHWENTKE, i.V.).

Im Gegensatz dazu erfolgen die Deckentransporte in den Zentral- und Ostpyrenäen hauptsächlich von N nach S und nur zum geringen Teil nach N. Aus der Tatsache, daß in den Alpen und Karpathen die größeren Decken immer auf der überfahrenen Platte liegen und aus ebenfalls spiegelbildlich zueinander angeordneten "Sprüngen" in der Moho (DAIGNIERES et al., 1982) bzw. in der Tiefenlage des Kristallinen Basements (SCHÖFFLER, 1982) schließen ENGESER & SCHWENTKE (i.D.) und WIEDMANN et al. (1983) auf eine Umkehrung der Subduktions-/Unterschiebungs-Richtung ("Flip") zwischen den West- und Zentralpyrenäen.

In Abb. 103-b ist schematisch dargestellt, wie die Unterschiebungszonen etwa während der ersten Kompressionsphase gelegen haben könnten. (Eine Subduktions-Zone im klassischen Sinn wird sich im Golf von Biscaya nicht gebildet haben, da einerseits zu wenig (ca. 130 km) und andererseits zu junge, noch nicht genügend erkaltete ozeanische Kruste subduziert wurde; sie wurde wahrscheinlich nur unter die iberische Platte unterschoben). Durch die Umkehrung der Richtung und den Wechsel von einer distensiven zur kompressiven Bewegung ändert sich auch die Lage der Ellipse, die nun als Kompressionsellipse die NW-SE-streichenden Hauptstörungen als rechtsseitige Lateralverschiebungen ausweist (z.B. Biscaya-Störung). Diese im Modell geforderte rechtsseitige Verschiebung kann im Biscaya-Synklinorium an Schleppfalten nachgewiesen werden (s. Kap. 2.4.19.).

7.7. Unsicherheiten bei der Rekonstruktion der Paläopositionen

Eine verläßliche Methode zur Rekonstruktion von Paläopositionen ist sicherlich die Rückführung der magnetischen Anomalien, obwohl auch hier Verschiebungen parallel zu den Anomalien möglich sind und gewisse Unschärfen erzeugen. Im Golf von Biscaya ist strenggenommen nur die Anomalie A-34 (revers) in diesem Sinne anwendbar. Randanomalien verlaufen im Gegensatz zur A-34 diachron und werden u.a. von MONTADERT et al. (1979), WIEDMANN et al. (1983), ENGESER (1985) als Ozean-Kontinent-Grenze interpretiert. Die Rekonstruktion der Prä-Spreading-Position ist somit anhand der magnetischen Anomalien nicht direkt möglich.

Ein Anhaltspunkt für die Prä-Spreading-Position ergibt sich aus der Lage des Tripelpunktes zwischen iberischer, europäischer und nordamerikanischer Platte, den man erhält, indem man die Ozean-Kontinent-Grenzen dieser Platten zur Deckung bringt. Da die Normalperiode der A-34 in die "Cretaceous-Quiet-Zone" fällt (Unterapt - Obersanton: KRUMSIEK, 1982) sind die Randanomalien und der Tripelpunkt die einzigen verläßlichen Hinweise auf die Prä-Spreading-Position.

Es existieren zwar eine Reihe von Rekonstruktionen des gesamten Atlantiks und der Tethys (z.B. BIJU DUVAL et al., 1977; LePICHON et al., 1977; DERCOURT et al., 1985), doch sind sie für eine genauere Bestimmung der Position der iberischen Platte aufgrund ihres relativ großen Maßstabes weniger geeignet. Die Rekonstruktion der Prä-Rift-Position muß daher anhand eines Vergleichs der Kontinentalränder unter Berücksichtigung der Verkürzungen gemacht werden. Die dabei entstehenden Unsicherheiten liegen sicher im Bereich von 50 bis 100 km, was die NW-Position der iberischen Platte gegenüber Europa betrifft sogar noch sehr viel mehr. Auch der Rotationswinkel kann um $\pm 5^{\circ}$, vielleicht auch um $\pm 10^{\circ}$ schwanken, da paläomagnetische Messungen immer mit einem relativ großen Fehler behaftet sind (z.B. würde eine um 5° stärkere Rotation an der äußersten NW-Ecke Spaniens Verschiebungen um ca. 50 km gegenüber Europa ausmachen).

Die Kalkulation des maximalen Abrückens der iberischen von der europäischen Platte ergibt ebenfalls große Unsicherheiten, da die Verkürzung der S' Hälfte des Golfes von Biscaya unter der Annahme eines ehemals symmetrischen Biscaya-Ozeans errechnet werden muß. Hinzu kommen schwer abschätzbare und regional unterschiedliche Einengungsbeträge (Verfaltungen, Überschiebungen) am N-Rand der iberischen Platte in der Größenordnung von mindestens 100 - 150 km.

Aufgrund dieser vielfältigen Unsicherheitsfaktoren gehen die Vorstellungen über die Biscaya-Entwicklung z.T. auseinander, vor allem, was die Zeit vor dem Spreading-Beginn im Apt/Alb betrifft. Das hier vorgestellte Modell bzw. der Modellvergleich stellt den Versuch dar, möglichst viele Daten verschiedenster Herkunft (z.B. Seismik, Paläomagnetik, Tektonik, Sedimentologie) einzu-

beziehen und daraus einen Entwicklungsablauf abzuleiten, der für alle Daten gleichermaßen zufriedenstellend ist. Im Moment ist das jedoch nur in Ansätzen möglich. Die sedimentologischen und tektonischen Ereignisse im Biscaya-Synklinorium finden hier allerdings eine einfache und sinnvolle Erklärung (s. Kap. 2.5. und 6.). Ein wichtiger Punkt zum Verständnis der Tektogenese des Biscaya-Pyrenäen-Raumes sind die Baskischen Massive und deren Umfeld. Die Befunde aus diesem Gebiet haben die Modellvorstellungen z.T. stark beeinflußt. Eine Dissertation zu diesem Thema von W. Schwentke (SCHWENTKE, i.V.) ist kurz vor dem Abschluß.

8. Zusammenfassung der Ergebnisse

8.1. Sedimentologie

Im Apt/Alb setzt zwischen iberischer Platte und europäischer Platte eine verstärkte Distension ein, die zur Absenkung des Biscaya-Rift-Grabens mit seinen Kippschollen an den Flanken führt. Karbonatriffe, die sich im Apt auf den Hochseiten der Kippschollen bilden, können mit der Subsidenz nicht mehr Schritt halten, bleiben aber im Alb und Cenoman noch Hochgebiete und teilen das Biscaya-Becken von parallel liegenden Becken (z.B. Deva-Becken) ab. Ein großer Teil der turbiditischen Sedimente bezieht sein Material während dieser Zeit aus N vom Biscaya-Block, das über das Machichaco-Delta-System in das Biscaya-Becken gelangt. Unterhalb dieses Delta-Systems baut sich z.B. bei Arminza ein Deep-Sea-Fan vor, der bis ins Cenoman hinein aktiv ist. Am Beckenrand kommt es häufig zur Bildung von Slumps oder Debris Flows. Weitere Sedimentliefergebiete bestehen auf dem S' anschließenden Kontinentalrand der iberischen Platte und auf den Hochgebieten der Kippschollen, von denen sich Kalkturbidite (z.B. bei Berriz) ableiten lassen.

Durch die fortgesetzte Dehnung geraten im Turon immer mehr Liefergebiete unter Wasser, so daß die Sedimentzufuhr immer geringer und die Ausbildung der Sedimente pelagischer wird. Lediglich an Diapiraufbrüchen zeigen sich lokale Sonderentwicklungen mit klastischen Schüttungen von Diapirdächern, wie z.B. an der Küste bei Plencia, die mit dem Aufstieg des Diapirs von Baquio in Verbindung gebracht werden.

Ab dem Obercampan nimmt die Turbidit-Sedimentation, die nun aus E geschüttet wird, wieder stark zu. Sie hängt mit der beginnenden Kollision zwischen iberischer Platte und Biscaya-Block/europäischer Platte zusammen, durch die es im E des Biscaya-Beckens bereits im Obercampan zur Heraushebung einzelner Gebiete kommt. Von diesen nun der Abtragung unterworfenen Gebieten beziehen die Turbidite ihr Sedimentmaterial. Zwischen Eibar und Guernica baut sich in dieser Zeit ein Deep-Sea-Fan von E nach W vor, von dem bei Marquina der Middle-Fan Bereich aufgeschlossen ist.

Nach einer Phase der Ruhe im Maastricht und Paläozän, die eine erneute Pelagisierung zur Folge hat, erreicht die Turbidit-Sedimentation im Eozän mit sehr grobklastischen Schüttungen ihren Höhepunkt, der mit der Heraushebung des Basko-Kantabrischen Beckens im Zuge der Auffaltung der Pyrenäen endet. Lokale Sonderentwicklungen, wie z.B. in den Sedimenten des Untermaastricht bei Munguia, sind wiederum auf Diapirbewegungen zurückzuführen.

Sehr auffällig ist die starke fazielle Ähnlichkeit zwischen Zumaya- und Biscaya-Becken. Im Obercampan bilden sich in beiden Becken Deep-Sea-Fan-Systeme mit ähnlichem klastischen Inhalt aus, wobei das Zumaya-Becken einem etwas distaleren Faziesbereich (Fan-Fringe) als das Biscaya-Becken (Middle-Fan, s.o.) angehört. Im Maastricht und Paläozän sind die Schichten faziell nicht mehr voneinander zu unterscheiden. Aus diesen sehr deutlichen Übereinstimmungen wird der Schluß gezogen, daß die beiden Becken ehemals einem zusammenhängenden Ablagerungsraum angehörten, der später durch Deckenüberschiebungen während der 2. Kompressions-Phase auseinandergerissen wurde (s.u.).

8.2. Vulkanite und Geochemie

Zwei Gruppen von Vulkaniten unterschiedlichen Alters sind im Basko-Kantabrischen Becken anzutreffen. Die Trias-Ophite sind in der Regel im Zusammenhang mit Diapiraufbrüchen an die Oberfläche gelangt und stehen heute in tektonischem Kontakt zum Nebengestein. Die Kreide-Vulkanite sind mit einer Ausnahme (vulkanodetritische Lagen bei Zumaya) auf das Biscaya-Becken beschränkt und dort in z.T. über 1000 m mächtigen Schichtpaketen in die normale Schichtfolge eingeschaltet.

Die Kreide-Vulkanite bauen in der Oberkreide 'Seamounts' auf, die mit ihren höchsten Erhebungen in die Nähe der Wasseroberfläche gelangen. Aus dem Blasengehalt der Pillowlaven und dem hohen Anteil an Vulkanoklastiten kann auf eine Bildung in einer Wassertiefe von sicher weniger als 1000 m, wahrscheinlich sogar in der Nähe der Wasseroberfläche geschlossen werden. Makroskopisch handelt es sich bei den Trias-Ophiten um Dolerite und bei den Kreide-Vulkaniten um Dolerite, feinkörnige Basalte, Pillow-

basalte, Pillowbrekzien und Vulkanoklastite. Die Vulkanoklastite stellen prozentual den Hauptanteil der Kreide-Vulkanite, gefolgt von Pillowbasalten und -brekzien.

Die ältesten sicheren Extrusivgesteine der Kreide-Vulkanite werden im NW des Biscaya-Synklinoriums mit Oberalb, im SE mit Cenoman datiert. Die Eruptionen stehen zeitlich und räumlich in der Fortsetzung des im Apt/Alb im W' Biscaya-Ozean beginnenden Spreadings. Aus dem nach E hin jünger werdenden Einsetzen des Spreadings bzw. des Vulkanismus wird ein nach E progradierendes Spreading/Rift-System erkennbar.

Geochemisch lassen sich die beiden Vulkanitgruppen problemlos voneinander unterscheiden, da die Trias-Ophite zu den Tholeiiten, die Kreide-Vulkanite hingegen überwiegend zu den Alkalibasalten gehören. Unter den Kreide-Vulkaniten kommen vereinzelt auch höher differenzierte Förderprodukte mit SiO_2-Gehalten über 60 % vor.

Spilitisierungen und Verwitterungseinflüsse haben teilweise zu starken Veränderungen im Chemismus der Vulkanite geführt, jedoch ist es anhand einiger immobiler Spurenelemente möglich, eine Bestimmung des geotektonischen Bildungsbereiches durchzuführen. Die Kreide-Vulkanite zeigen fast ausschließlich die Eigenschaften von Intraplattenbasalten, während die Trias-Ophite trotz ihres Auftretens in einem kontinentalen Bereich starke Ähnlichkeiten zu mittelozeanischen Rückenbasalten zeigen. Mit Hilfe des neuentwickelten Nb-Zr-Y Diagramm können sie jedoch als kontinentale Tholeiite eingestuft und von den mittelozeanischen Rückenbasalten unterschieden werden.

Das empirisch erstellte Nb-Zr-Y Diagramm stellt eine Möglichkeit dar, verschiedene Typen von mittelozeanischen Rückenbasalten (N-type MORB und P-type MORB), kontinentale Tholeiite (WPT) und Alkalibasalte (WPA) zu unterscheiden. Fehlinterpretationen kontinentaler Tholeiite, wie sie z.B. mit dem konventionellen Ti-Zr-Y Diagramm (nach PEARCE & CANN, 1973) auftreten, in dem kontinentale Tholeiite in das Feld der mittelozeanischen Rückenbasalte (MORB) fallen, können mit dem neuen Diagramm vermieden werden.

8.3. Tektonische und plattentektonische Entwicklung

Das Biscaya-Becken liegt auf einer der Hauptriftlinien des Biscaya-Pyrenäen-Rift-Systems. Es trennt die iberische Platte vom Biscaya-Block, der als 'Mikroplatte' zwischen iberischer und europäischer Platte stehenbleibt. Die 1. Rift-Phase (Permotrias) äußert sich hier noch nicht im Einbrechen von Gräben und der Ausbildung von Kippschollen, wohl aber im Aufdringen von Vulkaniten (Trias-Ophite). Die 2. Rift-Phase setzt in der Unterkreide ein und führt zunächst zur Ansammlung von Wealden-Sedimenten in den Grabenseiten der nun in Bewegung geratenden Kippschollen. Mit dem Einsetzen des Spreadings im Biscaya-Ozean beginnt eine verstärkte Krustendehnung, die, von NW nach SE progradierend, den endgültigen Einbruch des Biscaya-Beckens bewirkt. Dabei entsteht durch die Rotation der iberischen Platte im Gegenuhrzeigersinn ein nach NW keilförmig geöffnetes Rift-Becken. Es kommt hier jedoch, wie auch im Bereich der Pyrenäen, nicht zur Bildung ozeanischer Kruste.

Die Rotation der iberischen Platte wird entlang der Plattengrenze von einer linkslateralen Strike-Slip-Bewegung überlagert. Das Ausmaß dieser Lateralbewegung ist jedoch noch nicht geklärt und kann je nach Auffassung zwischen wenigen 10er km bis hin zu mehreren 100 km betragen.

Die Kollision zwischen iberischer und europäischer Platte verläuft in zwei Phasen. Die 1. Kompressions-Phase beginnt im Obercampan mit der Heraushebung einzelner Gebiete im Bereich der Baskischen Massive. Während dieser Phase bewegt sich die iberische Platte in NW-Richtung. Im Biscaya-Becken lassen sich bis auf dextrale Schleppfalten an NW-SE-streichenden Störungen keine NW-vergenten Deformationen feststellen. Die Schleppfalten zeigen die Umkehrung des während der Distension sinistralen Schersinns an diesen Störungen an.

Nach einer Phase der Ruhe im Maastricht und Paläozän setzt sich die Kompressions-Bewegung etwa im Eozän in N' bis NE' Richtung fort, wie aus N-wärts überschobenen Decken in den Westpyrenäen und einem NE-vergenten Faltenbau im Basko-Kantabrischen Becken hervorgeht. Im Biscaya-Synklinorium sind im NW- und SE-Teil

unterschiedliche Deformationsstile zu finden: im NW herrscht bruchhafte Verformung mit Knickfalten vor, im SE plastische Verformung mit Isoklinalfalten. Die plastische Verformung geht einher mit einer erhöhten thermischen Beanspruchung die eine vorübergehende Absenkung des Gebietes anzeigt.

Aus diesen Ergebnissen und unter Berücksichtigung der sedimentologischen Befunde wird der Schluß gezogen, daß das Zumaya-Becken ehemals SW' und aufliegend auf dem SE-Teil des Biscaya-Beckens gelegen hat und während der 2. Kompressions-Phase als Decke nach N überschoben wurde.

9. Schriftenverzeichnis

ADAN DE YARZA, R. (1879): Las rocas eruptivas de Vizcaya.- Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, VI, 269 - 286, Madrid.

ALVARO, M. (1976): Nota sobre la presencia de los esquistosidades en el Cretácico inferior de Bilbao (Cordillera vasco-cantabrica).- Bol. geol. min. Esp., 87, (5), 453 - 455, Madrid.

AMIOT, M., FLOQUET, M. & MATHEY, B. (1982): Aspects de la marge Ibéro-cantabrique au Turonien.- Mem. du muséum nat. d'hist. struct., nouv. sér., Sér. C., Sc. de la Terre, XLIX, 145 - 158, Paris.

ARMSTRONG, R.L. & NIXON, G.T. (1982): Chemical and Sr-Isotopic composition of igneous rocks from DSDP Leg 59 and 60.- In: KROENKE, L., SCOTT, R. et al., Init. rep. DSDP, 59, 719 - 727.

AUTIO, L.K. & RHODES, J.M. (1983): Costa Rica Rift Zone basalts: geochemical and experimental data from a possible example of multistage melting.- In: CANN, J.R., LANGSETH, M.G. HONNOREZ, J., VON HERZEN, R.P., WHITE, S.M. et al., Init. rep. DSDP, 69, 729 - 745.

AVEDIK, F., CAMUS, A.L., GINSBURG, A., MONTADERT, L., ROBERTS, D. G. & WITHMARSH, R.B. (1982): A seismic refraction and reflexion study of the continent-ocean transition beneath the north Biscay margin.- Phil Trans. R. Soc. Lond., A, 305, 5 - 25, London.

AYUSO, A., BENCE, A.E. & TAYLOR, S.R. (1976): Upper Jurassic Tholeiitic Basalts from DSDP Leg 11.- J. Geophys. Res., 81, 4305 - 4325.

AZAMBRE, B. & ROSSY, M. (1976): Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'Arc basque; ses rélations avec le métamorphisme et la tectonique.- Bull. Soc. géol. France, (7), 18, 1725 - 1728, Paris.

AZAMBRE, B., ROSSY, M. & ELLOY, R. (1981): Les dolérites triasiques (ophites) des Pyrénees: données nouvelles fourniers par les sondages pétroliers en Aquitaine.- Bull. Soc. géol. France, (7), 23, 263 - 269, Paris.

BACON, M., GRAY, F. & MATTHEWS, D.H. (1969): Crustal structure studies in the Bay of Biscay.- Earth Planet. Sci. Lett., 6, 377 - 385, Amsterdam.

BADILLO, J.M., GARCIA-MONDEJAR, J. & PUJALTE, V. (1983): Analisis del "Flysch negro" (Albiense sup. - Cenomaniense inf.) en la bahia de Arminza, Vizcaya.- Com. Congr. Nacion. Sed., 10, Menorca.

BAKER, B.H., GOLES, G.G. LEEMAN, W.P. & LINDSTROM, M.M. (1977): Geochemistry and petrogenesis of a basalt-benmoreite-trachyte suite from the southern part of the Gregory Rift, Kenya.- Contrib. Mineral. Petrol., 64, 303 - 332, Stuttgart.

BAKER, I. (1969): Petrology of the Volcanic Rocks of Saint Helena Island, South Atlantic.- Geol. Soc. Am. Bull., 80, 1283 - 1310, Boulder, Colorado.

BAKER, P.E., GASS, I.G., HARRIS, P.G. & LeMAITRE, R.W. (1964): The volcanological report of the Royal Society Expedition to Tristan da Cunha, 1962.- Phil. Trans. R. Soc. Lond., A, 256, 439 - 575, London.

BAKER, P.E., BROSSET, R., GASS, I.G. & NEARY, C.R. (1973): Jebel al Abyad; a recent alkalic volcanic complex in western Saudi Arabia.- Lithos, 6, 291 - 313.

BAKER, P.E., BUCKLEY, F. & HOLLAND, J.G. (1974): Petrology and geochemistry of Easter Island.- Contrib. Mineral. Petrol., 44, 85 - 100, Stuttgart.

BARBERI, F. & VARET, J. (1977): Volcanism of Afar; Small-scale plate tectonics implications.- Geol. Soc. Am. Bull., 88, 1251 - 1266, Boulder, Colorado.

BARD, J.P., BURG, J.P., MATTE, P. & RIBEIRO, A. (1980): La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectoniques des plaques.- BRGM Mem., 108, 233 - 246, Orléans.

BASS, M., MOBERLY, R. RHODES, J., CHI-YU SHIH & CHURCH, S. (1973): Volcanic rocks cored in the Central Pacific, Leg 17, DSDP 17.- In: WINTERER, E.L., EWING, J.I. et al., Init. rep. DSDP, 17, 429 - 503.

BEARTH, P. & STERN, W. (1979): Zur Geochemie von Metapillows der Region Zermatt-Saas, Schweiz.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 59, 349 - 373, Zürich.

BELL, K. & DOYLE, R.J. (1971): K/Rb relationship in some continental alkalic rocks associated with the East African Rift Valley System.- Geochim. Cosmochim. Acta, 35, 903 - 915.

BENCE, A.E. & TAYLOR, S.R. (1977): Petrogenesis of Mid-Atlantic Ridge Basalts at DSDP Leg 37, Holes 332A and 332B from Major and Trace Element Geochemistry.- In: AUMENTO, F., MELSON, W.G. et al., Init. rep. DSDP, 37, 705 - 710.

BENKE, K., DÜRKOPP, A., ERRENST, G. & MENSINK, H. (1981): Die Korallenkalke im Ober-Jura der nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien).- Facies, 4, 27 - 94, Erlangen.

BERTRAND, H., DOSTAL, J. & DUPUY, C. (1982): Geochemistry of early mesozoic tholeiites from Morocco.- Earth Planet. Sci. Lett., 58, 225 - 239, Amsterdam.

BIJU DUVAL, B., DERCOURT, J. & LePICHON, X. (1977): From the Tethys Ocean to the Mediterranean Seas: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system.- In: BIJU DUVAL, B. & MONTADERT, L. (eds.): Int. Symp. on the Struct. Hist. of the Mediterranean Basins. Split (Yugoslavia), Ed. Technip, Paris, pp. 143 - 164.

BIJVANK, G.J. (1967): Über das Vorkommen von Inoceramen im Tertiär und das Alter der Schichtenfolge in einem Küstenprofil bei Guecho (Vizcaya, Nord-Spanien).- N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1967, 385 - 397, Stuttgart.

BLOCH, S. & BISCHOFF, J.L. (1979): The effect of low-temperature alteration of basalt and the oceanic budget of potassium.- Geology, 7, 193 - 196.

BÖSS, J.G.V. (1983): Der Diapir von Gernika (Nordspanien).- Diss. Univ. Freiburg, 99 S., Freiburg.

BÖSS, J.G.V. (1984): Der Diapir von Gernika (Nordspanien).- Z. dt. geol. Ges., 135, 7 - 21, Hannover.

BOILLOT, G., AUXIETRE, J.-L.,& DUNAND, J.P. (1979): The northwestern Iberian margin: a Cretaceous passive margin deformed during Eocene.- Maurice Ewing Ser., 3, DSDP Results in the Atlantic Ocean, Continental Margins and Palaeoenvironment, Ed. Talwani, May, Ryan.

BOILLOT, G. (1981): De la subduction a la collision: l'exemple des Pyrénées.- Bull. BRGM, 2ême sér., sec. 1, no. 2, 93 - 101, Orléans.

BOILLOT, G. (1984): Some remarks on the continental margin in the Aquitaine and French Pyrenees.- Geol Mag., 121, 407 - 412.
BOUGAULT, H., MAURY, R.C. AZZOUZI, M.El., JORON, J.-L, COTTEN, J. & TREUIL, M. (1982): Tholeiites, basaltic andesites and andesites from Leg 60 sites: geochemistry, mineralogy and low partition coefficient elements.- In: HUSSONG, D.-M., UYEDA, S. et al., Init. rep. DSDP, 60, 657 - 677.
BOUMA, A.H. (1962): Sedimentology of some flysch-deposits, a graphic approach to facies interpretation.- 168 S., Amsterdam.
BRENNER, P. (1976): Ostracoden und Charophyten des spanischen Wealden (Systematik, Ökologie, Stratigraphie, Paläogeographie) .- Palaeontographica, A, 152, 113 - 201, Stuttgart.
BRGM, ELF-RE, ESSO-REP & SNPA (1974): Geologie du Bassin d'Aquitaine.- 22 Karten, Orléans.
BRINKMANN, R. & LÖTGERS, H. (1967): Die Diapire der spanischen Westpyrenäen und ihres Vorlandes.- Beih. geol. Jb., 66, 1 - 20, Hannover.
BROWN, G.M., HOLLAND, J.G., SIGURDSSON, H., TOMBLIN, J.F. & ARCULUS, R.J. (1977): Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic island arc.- Geochim. Cosmochim. Acta, 41, 785 - 801.
BRUNET, M.-F. (1983): La subsidence du Bassin d'Aquitaine au Mésozoique et au Cenozoique.- C.R. Acad. Sci., Ser. II, 297, 599 - 602, Paris.
BRUNET, M.-F. (1984): Subsidence history of the Aquitaine basin determined from subsidence curves.- Geol. Mag., 121, 421 - 428.
CAMBON, P., JORON, J.L., BOUGAULT, H. & TREUIL, M. (1980): Leg 55, Emperor Seamounts: trace elements in transitional tholeiites, alkali basalts and hawaiites - mantle heterogeneitiy or heterogeneity and magmatic processes.- In: JACKSON, E.D., KOIZUMI, I. et al., Init. rep. DSDP, 55, 585 - 597.
CAMBON, P., BOUGAULT, H., JORON, J.-L. & TREUIL, M. (1983): Basalts from the East Pacific Rise: an example of typical oceanic crust depleted in hygromagmaphile elements.- In: LEWIS, B.T.R., ROBINSON, P. et al., Init. rep. DSDP, 65, 623 - 633.
CAMPOS, J., GARCIA-DUENAS, V., SOLE, J., VILLALOBOS, L., DEL VALLE DE LERSUNDI, J. (1975): Mapa geológico de España, Bl. 90, Sumbilla, 1 : 50 000.- I.G.M.E., Madrid.
CANN, J.R. (1970): Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks.- Earth Planet. Sci. Lett., 10, 7 - 11, Amsterdam.
CANN, J.R. & HEATH, R. (1976): Some trace elements in basalts from Leg 34.- In: YEATS, R.S., HART, S.R. et al., Init. rep. DSDP, 34, 289 - 292.
CAREY, S.W. (1958): The tectonic approach to continental drift.- In: Symposium of Continental Drift, 177 - 355, Hobart (Univ. Tasmania).
CARLISLE, D. (1963): Pillow breccia and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia.- J. Geol. 71, 48 - 71, Chicago.
CASTILLO HERRADOR, F. (1974): Le Trias évaporitique des bassins de la Vallée de l'Ebre et de Cuenca.- Bull. Soc. géol. France, (6), 16, 666 - 676, Paris.
CHOUKROUNE, P. (1976): Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne.- Mem. Soc. géol. France, 127, 1 - 111, Paris.
CHOUKROUNE, P., LePICHON, X., SEGURET, M. & SIBUET, J.C. (1973): Bay of Biscay and Pyrenees.- Earth Planet. Sci. Lett., 18, 109 - 118, Amsterdam.

CLEGG, J.A., DEUTSCH, E.R., EVERITT, C.W.F. & STUBBS, P.H.S. (1957): Some recent palaeomagnetic measurements made at Imperial College, London.- Phil. Mag. Suppl. Advan. Phys., 6, 219 - 231, London.

COISH, R.A. (1977): Ocean floor metamorphism in the Betts Cove Ophiolit, Newfoundland.- Contr. Mineral. Petrol., 60, 225 - 270, Stuttgart.

CONDIE, K.C. (1976): Trace-elements and geochemistry of archean greenstone belts.- Earth Sci. Rev., 12, 393 - 417, Amsterdam.

COX, K.G., MacDONALD, R. & HORNUNG, G. (1967): Geochemical and petrographic provinces in the Karroo basalts of southern Africa.- Am Mineral., 52, 1451 - 1474.

COX, K.G., GASS, I.G. & MALLICK, D.I.J. (1970): The peralkaline volcanic suite of Aden and Little Aden, South Arabia.- J. Petrol., 11, 433 - 462, Oxford.

CRIMES, T.P. (1976): Sand fans, turbidites, slumps and the origin of the Bay of Biscay: a facies analysis of the Guipuzcoan flysch.- Paleogeogr. Paleoclim., Paleoecol., 19, 1 - 15, Amsterdam.

CUEVAS, J., GARROTE, A. & TUBIA, V.M. (1981): Analisis y significado de diferentes tipos de estructuras en el magmatismo del Cretácico superior de la cuenca Vasco-Cantabrica (1ª parte).- Munibe, 33, 1 - 20, San Sebastián.

CUEVAS, J., EGUILUZ, L., RAMON-LLUCH, R. & TUBIA, J.M. (1982): Sobre la existencia de una deformación tectónica compleja en el flanco N del sinclinal de Oiz - Punta Galea (Vizcaya); nota preliminar.- Lurralde, Investigación y espacio, 1982, 47 - 61, San Sebastián.

CURNELLE, R., DUBOIS, P. & SEGUIN, J.C. (1982): The Mesozoic-Tertiary evolution of the Aquitaine Basin.- Phil. Trans. R. Soc. Lond., A, 305, 63 - 84, London.

DAHM, H. (1966): Stratigraphie und Paläogeographie im Kantabrischen Jura (Spanien).- Beih. Geol. Jb., 44, 13 - 54, Hannover.

DAIGNIERES, M., GALLART, Y., BANDA, E. & HIRN, A. (1982): Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenean Range.- Earth Planet. Sci. Lett., 57, 88 - 100, Amsterdam.

DE ALBUQUERQUE, C.A.R. (1979): Origin of the plutonic mafic rocks of southern Nova Scotia.- Bull. Geol. Soc. Am., 90, 719 - 731, Boulder, Colorado.

DERCOURT, J. et al. (1985): Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000 s'étendent de l'Atlantique au Pamir, pour la période du Lias au l'Actuel.- Bull. Soc. géol. France, (8), 5, 637 - 652, 10 Kt., Paris.

DEREGNAUCOURT, D. & BOILLOT, G. (1982): Structure géologique du golfe de Gascogne.- Bull. BRGM, 2, I, nº 3, 1982, 149 - 178, Orléans.

DIETRICH, V., EMMERMANN, R., KELLER, J. & PUCHELT, H. (1977): Tholeiitic basalts from the Thyrrhenian sea floor.- Earth Planet. Sci. Lett., 36, 285 - 296, Amsterdam.

DRAKE, N.E.R., RHODES, Y.M. & AUTID, L.K. (1985): Geochemistry of basalts from Deep Sea Drilling Project Holes 556 - 564.- In: BOUGAULT, H., CANDE, S.C. et al., Init. rep. DSDP, 82, 421 - 438.

DUBEY, A.K. & COBBOLD, P.R. (1977): Noncylindrical Flexural Slip Folds in Nature and Experiment.- Tectonophysics, 38, 223 - 239, Amsterdam.

DUBOIS, P. & SUGUIN, J.-C. (1978): Les flyschs crétacé et éocène de la zone commingeoise et leur environment.- Bull. Soc. géol. France, (7), 20, 657 - 671, Paris.

DUFFIELD, W.A. (1979): Significance of contrasting vesicularity in basalts from DSDP Sites 407, 408 and 409 on the west flank of the Reykjanes ridge.- In: LUYENDYH, B.P., CANN, J.R. et al., Init. rep. DSDP, 49, 715 - 719.

DUNGAN, M.A., RHODES, J.M., LONG, P.E., BLANCHARD, D.P., BRANNON, J.C. & RODGERS, K.V. (1979): The petrology and geochemistry of basalts from Site 396, Legs 45 and 46 of the Deep Sea Drilling Project.- In: DMITRIEV, J., HEIRTZLER, J. et al., Init. rep. DSDP, 46, 89 - 113.

ELORZA, J.J., ARRIORTUA, M.I. & AMIGO, J.M. (1985): Indices de Cristalinidad en los silex de carácter turbidítico de Barrika (NE de Bilbao).- Bol. Geol. Min. España, 96, 74 - 81, Madrid.

ENGEL, A.E.J., ENGEL, C.G. & HAVENS, R.G. (1965): Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle.- Bull. Geol. Soc. Am., 76, 719 - 734, Boulder, Colorado.

ENGESER, T. (1985): Sedimentologische, fazielle und tektogenetische Untersuchungen in der Oberkreide des Basko-Kantabrischen Beckens (Nordspanien).- Diss. Univ. Tübingen, 235 S., Tübingen.

ENGESER, T., REITNER, J., SCHWENTKE, W. & WIEDMANN, J. (1984): Die kretazisch-alttertiäre Tektogenese des Basko-Kantabrischen Beckens (Nordspanien).- Z. dt. geol. Ges., 135, 243 - 268, Hannover.

ENGESER, T. & SCHWENTKE, W. (im Druck): Towards a new concept of the tectogenesis of the Pyrenees.- Tectonophysics, Amsterdam.

ERLANK, A.J. & REID, D.L. (1974): Geochemistry, mineralogy and petrology of basalts, Leg 25, Deep Sea Drilling Project 25.- In: SIMPSON, E.S.W., SCHLICH, R. et al., Init rep. DSDP, 25, 543 - 551.

ERLANK, A.J. & KABLE, E.J.D. (1976): The significance of incompatible elements in Mid-Atlantic Ridge basalts from 45°N with particular reference to Zr/Nb.- Contrib. Mineral. Petrol., 54, 281 - 291, Stuttgart.

ESPEJO, J.A., PERCONIG, E., FERNANDEZ-LUANCO, M.-C. & del PAN, T. (1975a): Mapa geológico de España, Bl. 37, Algorta, 1 : 50 000. - I.G.M.E., Madrid.

ESPEJO, J.A., MARTINEZ, C., MARTIN, L. et al. (1975b): Mapa geológico de España, Bl. 38, Bermeo, 1 : 50 000.- I.G.M.E., Madrid.

ESPEJO, J.A., MARTINEZ, C. & GRANADOS, L.F. (1975c): Mapa geologico de España, Bl. 39, Lequeitio, 1 : 50 000.- I.G.M.E., Madrid.

DUART, A., BAXTER, K. & ROSS, J.A. (1980): The petrology and petrogenesis of the Tertiary anorgenic mafic lavas of Southern and Central Queensland, Australia - possible implications for crustal thickening.- Contrib. Mineral. Petrol., 75, 129 - 152, Stuttgart.

FERRAGNE, A. & VIGNEAUX, M. (1978): L'ouverture du golfe de Gascogne. Différentes conceptions et connaissances actuelles.- Bull. BRGM, 2, IV, 1978, 95 - 142, Orléans.

FEUILLEE, P. (1967): Le Cenomanien des Pyrenees Basques aux Asturies, Essai d'analyse stratigraphique.- Mem. Soc. géol. France, 46, 1 - 343, Paris.

FIELD, D. & ELLIOT, R.B. (1974): The chemistry of gabbro/amphibolite transition in south Norway.- Contrib. Mineral. Petrol. 47, 63 - 76, Stuttgart.

FISHER, R.V. (1961): Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks.- Geol. Soc. Am. Bull., 72, 1409 - 1414, Boulder, Colorado.

FISHER, R.V. (1966): Rocks composed of volcanic fragments and their classification.- Earth Sci. Rev., 1, 287 - 298, Amsterdam.

FISHER, R.V. (1984): Submarine volcaniclastic rocks.- In: KOKELAAR, B.P. & HOWELLS, M.F. (ed.): Marginal Basin Geology. - Geol. Soc. Lond., Spec. Publ., 16, 5 - 27, London.

FITTON, J.G. & HUGHES, D.J. (1977): Petrochemistry of the volcanic rocks of the Island of Principe, Gulf of Guinea.- Contrib. Mineral. Petrol., 64, 257 - 272, Stuttgart.

FLANAGAN, F.J. (1973): 1972 values for international geochemical reference samples.- Geochim., Cosmochim., Acta, 37, 1189 - 1200, Stuttgart.

FLOWER, M.F.J. (1973): Trace element distribution in lavas from Anjouan and Grande Comore, western Indian Ocean.- Chem. Geol., 12, 81 - 98, Amsterdam.

FLOWER, M.F.J., PRITCHARD, R.G., SCHMINCKE, H.-U. & ROBINSON, P.T. (1983): Geochemistry of basalts: DSDP Site 482, 483 and 485 near the Tamayo Fracture Zone, Gulf of California.- In: LEWIS, B.T.R., ROBINSON, P. et al., Init. rep. DSDP, 65, 559 - 578.

FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1975): Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements.- Earth Planet. Sci. Lett., 27, 211 - 218, Amsterdam.

FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1978): Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements.- Chem. Geol., 21, 291 - 306, Amsterdam.

FRIED, E. & MORELOT, G. (1973): Evolution bathymétrique du basin Parentis au cours du Crétacé.- Bull. Soc. géol. France, (7), 15, 25 - 29, Paris.

FRISCH, W. (1978): A plate tectonics model of the Eastern Alps.- In: CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K. (eds.): Alps, Appenines, Hellenides, 167 - 172, Stuttgart.

FRISCH, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps.- Tectonophysics, 60, 121 - 139, Amsterdam.

FRISCH, W. (1981): Plate motions in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic ocean.- Geol. Rdsch., 70, 402 - 411, Stuttgart.

FURNES, H. & FRIDLEIFSSON, J.B. (1979): Pillow block breccia - occurrence and mode of formation.- N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1979, 147 - 154, Stuttgart.

GARCIA-GARMILLA, F., GARCIA-PASCUAL, I. & ORTEGA-BLANCO, R. (1983): Facies asociadas a las transgresiones aptienses en el flanco sur del anticlinorio de Bilbao.- Com. Congr. Nacion. Sed. 10, Menorca.

GARCIA-MONDEJAR, J. & PUJALTE, V. (1983): Origen, Karstificación y enterramiento de unos materiales carbonatados albienses (Punta del castillo, Gorliz, Vizcaya).- Com. Congr. Nacion. Sed., 10, Menorca.

GASS, I.G., MALLICK, D.I.J. & COX, K.G. (1973): Volcanic Islands of the Red Sea.- J. Geol. Soc. Lond., 129, 275 - 310, London.

GAST, P.W. (1965): Terrestrial ratio of potassium to rubidium and the composition of earth's mantle.- Science, 147, 858 - 860.

GIRDLER, R.W. (1968): A paleomagnetic investigation of some Late Triassic and Early Jurassic volcanic rocks from the northern Pyrenees.- Ann. Geophys., 24, 1 - 14.

GLASSLEY, W. (1974): Geochemistry and tectonics of the Crescent volcanic rocks, Olympic Peninsula Washington.- Geol. Soc. Am. Bull., 85, 785 - 794, Boulder, Colorado.
GOMEZ, E. et al. (1975): Mapa geológico de España, Bl. 88, Vergara, 1 : 50 000.- I.G.M.E., Madrid.
GOMEZ DE LLARENA, J. (1958): Datos paleontológicos del flysch litoral de Guipúzcoa: El vraconiense de septarias de Motrico.- Not. com. I.G.M.E., 50, 1 - 19, Madrid.
GORTON, M.P. (1977): The geochemistry and origin of quaternary volcanism in the New Hebrides.- Geochim., Cosmochim., Acta, 41, 1257 - 1270, Stuttgart.
GRIMAUD, S., BOILLOT, G., COLLETTE, B.J., MAUFFRET, A., MILES, P.R. & ROBERTS, D.B. (1982): Western extension fo the Iberian-European plate boundary during the early cenozoic (pyrenean) convergence: a new model.- Marine Geol., 45, 63 - 77, Amsterdam.
HAJASH, A. & ARCHER, P. (1980): Experimental seawater/basalt interactions: effects of coaling.- Contrib. Mineral. Petrol., 75, 1 - 13, Stuttgart.
HANISCH, J. (1974): Der Tiefsee-Diapir von Zarauz (N-Spanien) im Spiegel von Sedimentation und Tektonik des Kreide-/Tertiär-Flyschs.- Geol. Jb., B, 11, 101 - 142, Hannover.
HANISCH, J. (1978): A "Sigsbee Knoll" in Early Tertiary Bay of Biscay and associated turbidity currents.- Bull. AAPG, 62, 2232 - 2242, Tulsa, Oklahoma.
HART, R.A. (1973): A model for chemical exchange in the basalt/seawater system of oceanic layer II.- Can. J. Earth Sci., 10, 799 - 816, Ottawa.
HART, R.A. (1976): Chemical variance in deep ocean basalts.- In: YEATS, R.S., HART, S.R. et al., Init. rep. DSDP, 34, 301 - 335.
HART, S.R. (1969): K, Rb, Cs contents and K/Rb, K/Cs ratios of fresh and altered submarine basalts.- Earth Planet. Sci. Lett., 6, 295 - 303, Amsterdam.
HART, S.R. (1971): K, Rb, Cs, Sr and Ba contents and Sr isotope ratios of ocean floor basalts.- Phil. Trans. R. Soc. Lond., A, 268, 573 - 587, London.
HART, S.R. & ALDRICH, L.T. (1967): Fractionation of K/Rb by amphiboles: imolications regarding mantle composition.- Science, 155, 325 - 327.
HART, S.R., ERLANK, A.J. & KABLE, E.J.D. (1974): Sea floor basalt alteration: some chemical and Sr isotopic effects.- Contrib. Mineral. Petrol., 44, 219 - 230, Stuttgart.
HEMPEL, P.M. (1967): Der Diapir von Poza de la Sal (Nord-Spanien). - Beih. geol. Jb., 66, 95 - 123, Hannover.
HERM, D. (1965): Mikropaläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Kreideflysch zwischen Deva und Zumaya (Prov. Guipúzcoa, Nordspanien).- Z. dt. geol. Ges., 115, 277 - 348, Hannover.
HERRMANN, A.G. & WEDEPOHL, K.H. (1970): Untersuchungen an spilitischen Gesteinen der variskischen Geosynklinale in Nordwestdeutschland.- Contrib. Mineral. Petrol., 29, 255 - 274, Stuttgart.
HOLM, P.E. (1982): Non recognition of continental tholeiites using the Ti-Y-Zr diagram.- Contrib. Mineral. Petrol., 79, 308 - 310, Stuttgart.

HUGHES, C.J. (1973): Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum.- Geol. Mag., 109, 513 - 527.
HUMPHRIS, S.E. & THOMPSON, G. (1978a): Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater.- Geochim., Cosmochim., Acta, 42, 107 - 125, Stuttgart.
HUMPHRIS, S.E. & THOMPSON, G. (1978b): Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts.- Geochim., Cosmochim., Acta, 42, 127 - 136, Stuttgart.
HUMPHRIS, S.E., MELSON, W.G. & THOMPSON, R.N. (1980a): Basalt weathering on the East Pacific Rise and the Galapagos Spreading Center, Deep Sea Drilling Project Leg 54.- In: ROSENDAHL, B.R., HEKINIAN, R. et al., Init. rep. DSDP, 54, 773 - 783.
HUMPHRIS, S.E., THOMPSON, R.N., GIBSON, I.L. & MARRINER, G.F. (1980b): Comparison of geochemistry of basalts from the East Pacific Rise, OCP Ridge, and Siqueiros Fracture Zone, Deep Sea Drilling Project Leg 54.- In: ROSENDAHL, B.R., HEKINIAN, R. et al., Init. rep. DSDP, 54, 635 - 649.
IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.- Can. J. Earth Sci., 8, 513 - 545, Ottawa.
JAQUES, A.L. & CHAPPELL, B.W. (1980): Petrology and trace element geochemistry of the Papuan ultramafic belt.- Contrib. Mineral. Petrol., 75, 55 - 70, Stuttgart.
JACKSON, E.D., BARGAR, K.E., FABBI, B.P. & HEROPOULOS, C. (1976): Petrology of the basaltic rocks drilled of Leg 33 of the DSDP. - In : SCHLANGER, S.O., JACKSON, E.D. et al., Init. rep. DSDP, 33, 571 - 630.
JEREZ MIR, L. (1968a): Estructura de lavas almohadilladas en los basaltos de la provincia de Guipúzcoa. Precisiones acerca de la edad de las erupciones.- Bol. Inst. geol. min. España, 79, 135 - 137, Madrid.
JEREZ MIR, L. (1968b): Nueva interpretación tectónica de la zona septentrional de la provincia de Guipúzcoa.- Bol. Inst. geol. min. España, 79, 130 - 134, Madrid.
JONES, J.G. (1968): Pillow lava and pahoehoe.- J. Geol., 76, 485 - 488.
JORON, J.-L., BRIQUEU, L., ROUGAULT, H. & TREUIL, M. (1980): East Pacific Rise, Galapagos Spreading Center and Siqueiros Fracture Zone, Deep Sea Drilling Project Leg 54: Hygromagmaphile elements, a comparison with the North Atlantic.- In: ROSENDAHL, B.R., HEKINIAN, R. et al., Init. rep. DSDP, 54, 725 - 735.
KIND, H.-D. (1967): Diapire und Alttertiär im südöstlichen Baskenland (Nordspanien).- Beih. geol. Jb., 66, 127 - 174, Hannover.
KOPP, K.O. (1964): Über Facies und Tektonik der Kreide im Westen der Pyrenäen.- Geol Rdsch., 53, 821 - 847, Stuttgart.
KRISTOFFERSEN, Y. (1978): Sea-floor spreading and the early opening of the North Atlantic.- Earth Planet. Sci. Lett., 38, 273 - 290, Amsterdam.
KRUMSIEK, K. (1982): Cretaceous Magnetic Stratigraphy of Southwest Morocco.- In: RAD, U.v., HINZ, K., SARNTHEIM, M. & SEIBOLD, E. (Hrsg.): Geology of the Northwest African Continental Margin, 475 - 493.
KRUSEMANN, G.P. (1962): Etude paléomagnetique et sedimentologique du bassin Permien de Lodève, Hérault, France.- Geol. Ultraiectina, 9, 66 S.

KUNO, H. (1968): Differentiation of basalt magmas.- In: HESS, H. & POLDERVAART, A. (ed.): Basalts, Vol. 2, 623 - 688.
LAMARE, P. (1922): Les roches éruptives du Crétacé de la province de Guipúzcoa (Espagne).- C.R. Somm. Soc. géol. France, 1922, 168 - 169, Paris.
LAMARE, P. (1935): A propos des ophites triasiques et des roches éruptives des provinces basques d'Espagne.- C.R. Somm. Soc. géol. France, 1935, 171 - 172, Paris.
LAMARE, P. (1936): Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne.- Mem. Soc. géol. France, N.S., 27, 465 S., Paris.
LAMBERT, R.St.J. & HOLLAND, J.G. (1974): Yttrium geochemistry applied to petrogenesis utilizing calcium yttrium relationships in minerals and rocks.- Geochim., Cosmochim., Acta, 38, 1393 - 1414, Stuttgart.
LAMBERT, R.St.J. & HOLLAND, J.G. (1977): Trace elements and petrogenesis of DSDP 37 basalts.- Can. J. Earth Sci., 14, 809 - 836, Ottawa.
LAMOLDA, M., MATHEY, B., ROSSY, M. & SIGAL, J. (1983): La edad del vulcanismo Cretácico de Vizcaya y Guipúzcoa.- Estud. geol., 39, 151 - 155, Madrid.
LAMOLDA, M., ORUE-ETXEBARRIA, X. & PROTO-DECIMA, F. (1983): The Cretaceous-Tertiary boundary in Sopelana (Biscay, Basque Country).- Zitteliana, 10, 663 - 670, München.
LANGMUIR, C.H., BENDER, J.F., BENCE, A.E. & HANSON, G.N. (1977): Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area, Mid-Atlantic Ridge.- Earth Planet. Sci. Lett., 36, 133 - 156, Amsterdam.
LePICHON, X. & SIBUET, J.-C. (1971): Western extension of boundary between European and Iberian plates during the Pyrenean orogeny.- Earth Planet. Sci. Lett., 12, 83 - 88, Amsterdam.
LePICHON, X., BONNIN, J., FRANCHETEAU, J. & SIBUET, J.-C. (1971): Une hypothèse d'évolution tectonique du golfe de Gascogne.- In: Histoire structurale du golfe de Gascogne, Publ. de l'institut Francais de petrole, Coll. colloques et seminaires, 22, 2, VI.11.1 - VI.11.44, Paris.
LePICHON, X., SIBUET, J.-C. & FRANCHETEAU, J. (1977): The fit of the continents around the North Atlantic ocean.- Tectonophysics, 38, 169 - 209, Amsterdam.
LeROEX, A.P. & DICK, H.J.B. (1981): Petrography and geochmistry of basaltic rocks from the Conrad fracture zone on the America-Antarctica Ridge.- Earth Planet. Sci. Lett., 54, 117 - 138, Amsterdam.
LeROEX, A.P., DICK, H.J.B., ERLANK, A.J., REID, A.M., FREY, F.A. & HART, S.R. (1983): Geochemistry, mineralogy, and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet Triple Junction and 11 degrees east.- J. Petrol., 24, 267 - 318, Oxford.
LIPMAN, P.W. & MOENCH, R.H. (1972): Basalts of the Mount Taylor volcanic field, New Mexico.- Bull. Geol. Soc. Am., 83, 1335 - 1344, Boulder, Colorado.
LOESCHKE, J. (1973): Zur Petrogenese paläozoischer Spilite aus den Ostalpen.- N. Jb. Mineral., Abh., 119, 20 - 56, Stuttgart.
MacBIRNEY, A.R. & WILLIAMS, H. (1969): Geology and petrology of the Galapagos islands.- Geol. Soc. Am. Mem., 118, 197 S., Boulder, Colorado.
MAC DONALD, G. & KATSURA, T. (1964): Chemical composition of Hawaiian lavas.- J. Petrol., 5, 82 - 133, Oxford.

MacKENZIE, D.E. & CHAPPELL, B.W. (1972): Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the highlands of Papua, New Guinea.- Contrib. Mineral. Petrol., 35, 50 - 62, Stuttgart.
MANGIN, J.P. & RAT, P. (1962): L'évolution post-hercynienne entre Asturies et Aragon (Espagne).- Livre Mém. Prof. P. FALLOT, 1, 333 - 349, Paris.
MANSON, V. (1968): Geochmistry of basaltic rocks: major elements.- In: HESS, H.H. & POLDERVAART, A. (eds.): Basalts, 215 - 269.
MARSH, N.G., SAUNDERS, A.D., TARNEY, J. & DICK, H.J.B. (1980): Geochemistry of basalts from the Shikoku and Daito Basin, DSDP Leg 58.- In: de VRIES KLEIN, G., KOBAYASHI, K. et al., Init. rep. DSDP, 58, 805 - 842.
MARTIN FERNANDEZ, M. et al. (1975): Mapa geológico de España, Bl. 63, Eibar, 1 : 50 000.- I.G.M.E., Madrid.
MASSON, D.G. & MILES, P.R. (1984): Mesozoic seafloor spreading between Iberia, Europe and North America.- Mar. Geol., 56, 279 - 287, Amsterdam.
MATHEY, B. (1982): Indices de l'existence d'une paléopente dans le SW de l'Aquitaine au Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur.- Neuvième Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, 1982, 422, Paris.
MATHEY, B. (1983): Le système des flyschs calcaires.- In: RAT, P. et al.: Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Iberique.- Mem. géol. Univ. Dijon, 9, 83 - 96, Dijon.
MATTAUER, M. & CHOUKROUNE, P. (1974): Les lherzolites des Pyrénées sont des extrusions de matériel ancien dans le Mesozoique nord Pyrénéen (abstract).- Deuxième Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, 1974, 280, Paris.
MATTHEWS, D.H. & WILLIAMS, C.A. (1968): Linear magnetic anomalies in the Bay of Biscay - a qualitative interpretation.- Earth Planet. Sci. Lett., 4, 315 - 320, Amsterdam.
MAURY, R.C., BOUGAULT, H., JORON, J.-L., GIRARD, D., TREUIL, M., AZÉMA, J. & AUBONIN, J. (1982): Volcanic rocks from Leg 67 Sites: mineralogy and geochemistry.- In: von HUENE, R., AUBONIN, J. et al., Init. rep. DSDP, 67, 557 - 576.
MAZZULLO, L.J. & BENCE, A.E. (1976): Abyssal tholeiites from DSDP Leg 34: The Nazca Plate.- J. Geophys. Res., 81, 4327 - 4351.
McCALL, G.J.H. & HORNUNG, G. (1972): A geochmical study of Silali volcano, Kenya, with special reference to the origin of the intermediate acid eruptives of the central rift valley.- Tectonophysics, 15, 97 - 113, Amsterdam.
MENZIES, M. & SEYFRIED, W.E. (1979): Basalt - seawater interaction: trace element and Strontium isotopic variations in experimentally altered glassy basalt.- Earth Planet. Sci. Lett., 44, 463 - 472, Amsterdam.
MESCHEDE, M. (1981): Geologische Untersuchungen im Gebiet von Jubera, Prov. Logroño/Spanien (NE-Rand der Iberischen Ketten). - Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Hannover, 100 S., Hannover.
MESCHEDE, M. (1985): The geochemical character of volcanic rocks of the Basco-Cantabrian basin, northeastern Spain.- N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1985, 115 - 128, Stuttgart.
MESCHEDE, M. (im Druck): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram.- Chem. Geol.

MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. (1976): Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows.- In: STANLEY, D.J. & SWIFT, D.J.P. (eds.): Marine Sediment Transport and Environmental Management. 197 - 218, New York (Wiley).

MIYASHIRO, A. (1974): Volcanic rock series in island arcs and active continental margins.- Amer. J. Sci., 274, 321 - 355.

MIYASHIRO, A. (1978): Nature of Alkalic Volcanic Rock Series.- Contrib. Mineral. Petrol., 66, 91 - 104, Stuttgart.

MIYASHIRO, A. & SHIDO, F. (1975): Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of Titanium, Vanadium, Chromium and Nickel.- Am. J. Sci., 275, 265 - 277.

MONTADERT, L. & WINNOCK, E. (1971): L'histoire structurale du Golfe de Gascogne.- In: Histoire structurale du Golfe de Gascogne, Publ. de l'institut Francais de petrole, Coll. colloques et seminaires, 22, 2, VI.16.1 - VI.16.18, Paris.

MONTADERT, L., ROBERTS, D.G., DE CHARPAL, O. & GUENNOC, P. (1979): Rifting and subsidence of the Northern continental margin of the Bay of Biscay.- In: MONTADERT, L., ROBERTS, D.G. et al., Init. rep. DSDP, 48, 1025 - 1061.

MOORE, J.G. (1965): Petrology of deep-sea basalt near Hawaii.- Am. J. Sci., 263, 40 - 52.

MOORE, J.G. (1975): Mechanism of formation of pillowlava.- Amer. Sci., 63, 269 - 277.

MORRISON, M.A. (1978): The use of "immobile" trace elements to distinguish the palaeotectonic affinities of metabasalts: applications to the Paleocene basalts of Mull and Skye, Northwest Scotland.- Earth Planet. Sci. Lett., 39, 407 - 416, Amsterdam.

MORRISON, M.A. & THOMPSON, R.N. (1983): Alteration of basalt: DSDP Leg 64 and 65.- In: LEWIS, B.T.R., ROBINSON, P. et al., Init. rep. DSDP, 65, 643 - 660.

MOTTL, M.J. & HOLLAND, H.D. (1978): Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater - I. Experimental results for major and minor components of seawater.- Geochim., Cosmochim., Acta, 42, 1103 - 1115, Stuttgart.

MULLEN, E.D. (1983): $MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discrimination for basaltic rocks of oceanic environments and its imolications for petrogenesis.- Earth Planet. Sci. Lett., 62, 53 - 62, Amsterdam.

MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1972): Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all' analisi di facies.- Mem. della Soc. Geol. Italiana, 1972, 161 - 199.

OLIVE DAVO, A. et al. (1975): Mapa geológico de España, Bl. 87, Elorrio, 1 : 50 000.- I.G.M.E., Madrid.

OLIVET, J.-L., BONNIN, J., BEUZART, P. & AUZENDE, J.-M. (1984): Cinématique de l'Atlantique Nord et Central.- CNEXO, Rapp. Sci. et Tech., nº 54, 108 S., Brest.

ORTIZ RAMOS, A. et al. (1975): Mapa geológica de España, Bl. 61, Bilbao, 1 : 50 000.- I.G.M.E., Madrid.

PAPEZIK, V.S. & HODYCH, J.P. (1980): Early Mesozoic dikes of the Avalon Peninsula Newfoundland: petrochemistry, mineralogy, and origin.- Can. J. Earth Sci., 17, 1417 - 1430, Ottawa.

PAPEZIK, V.". & BARR, S.M. (1981): The Shelburne dike, an early Mesozoic diabase dike in Nova Scotia: mineralogy, chemistry and regional significance.- Can. J. Earth Sci., 18, 1346 - 1355, Ottawa.

PATERSON, M.S. & WEISS, L.E. (1966): Experimental deformation and folding in phyllite.- Geol. Soc. Am. Bull., 77, 343 - 374, Boulder, Colorado.
PEARCE, J.A. (1975): Basalt geochemistry used to investigate post tectonic environments on Cyprus.- Tectonophysics, 25, 41 - 67, Amsterdam.
PEARCE, J.A. (1976): Statistical analysis of major element patterns in basalts.- J. Petrol., 17, 15 - 43, Oxford.
PEARCE, J.A. (im Druck): A users guide to basalt discrimination diagrams.- In: TARNEY, J. (ed.): Oceanic Basalts.
PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses.- Earth Planet. Sci. Lett., 19, 290 - 300, Amsterdam.
PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks.- Contrib. Mineral. Petrol., 69, 33 - 47, Stuttgart.
PEARCE, J.A., ALABASTER, T., SHELTON, A.W. & SEARLE, M.P. (1981): The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications.- Phil. Trans. R. Soc. Lond., A, 300, 299 - 317, London.
PEARCE, T.H., GORMAN, B.E. & BIRKETT, T.C. (1975): The TiO_2-K_2O-P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts.- Earth Planet. Sci. Lett., 24, 419 - 426, Amsterdam.
PEARCE, T.H., GORMAN, B.E. & BIRKETT, T.C. (1977): The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks.- Earth Planet. Sci. Lett., 36, 121 - 132, Amsterdam.
PEYBERNES, B. (1978): Dans les Pyrénées la paleogéographie antecénomanienne infirme la théorie d'un coulissement senestre de plusieurs centaines de kilomètres le long de la "faille nord-pyrénéenne" des auteurs.- Bull. Soc. géol. France, (7), 20, 701 - 709, Paris.
PFLUG, R. (1967): Der Diapir von Estella (Nordspanien).- Beih. geol. Jb., 66, 21 - 62, Hannover.
PIGNATELLI GARCIA, P. et al. (1973): Mapa geológico de España, Bl. 62, Durango, 1 : 50 000.- I.G.M.E., Madrid.
PRESTVIK, T. (1982): Basic volcanic rocks and tectonic setting. A discussion of the Zr-Ti-Y discrimination diagram and its suitability for classification purposes.- Lithos, 15, 241 - 247, Oslo.
PRINZ, M. (1967): Geochemistry of basalts: trace elements.- In: HESS, H.H. & POLDERVAART, A. (eds.): Basalts. Vol. 1, 271 - 323.
PUJALTE, V. (1981): Sedimentary succession and palaeoenvironments within a fault-controlled basin. The "Wealden" of the Santander area,Northern Spain.- Sed. Geol., 28, 293 - 325, Amsterdam.
RAMIREZ DEL POZO, J. (1971): Bioestratigrafía y microfacies del Jurássico y Cretácico del Norte de España.- Mem. Inst. Geol. Min. España, 78, 357 S., Madrid.
RAMIREZ DEL POZO, J. et al. (1978): Mapa geológico de España, Bl. 86, Landaco, 1 : 50 000.- I.G.M.E., Madrid.
RAT, P. (1953): Observations sur les faciès et les microfaunes du Maastrichtien au N de Bilbao (Espagne).- C.R. Soc. géol. France, 1953, 103 - 104, Paris.
RAT, P. (1959): Les pays crétacés basco-cantabriques.- Publ. Univ. Dijon, 18, 525 S., Dijon.
READ, J.F. (1980): Carbonate ramp-to-basin transitions and foreland basin evolution, Middle Ordovician, Virginia Appalachians. - Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 64, 1575 - 1612, Tulsa,Oklahoma.

READING, H.G. (1980): Characteristics and recognition of strike-slip fault systems.- Spec. Publ. Int. Ass. Sedim., 4, 7 - 26, Oxford.

REITNER, J. (1982): Die Entwicklung von Inselplattformen und Diapir-Atollen im Alb des Basko-Kantabrikums (N-Spanien).- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 165, 87 - 101, Stuttgart.

REITNER, J. (1982): Die Deltaphasen der Unterkreide am Basko-Kantabrischen Kontinentalrand, N-Spanien.- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 165, 60 - 76, Stuttgart.

REITNER, J. (1984): Mikrofazielle, palökologische und palaeogeographische Analyse ausgewählter Vorkommen flachmariner Karbonate im Basko-Kantabrischen Strike-Slip-Fault-Becken-System (Nordspanien) an der Wende von der Unterkreide zur Oberkreide. - Diss. Univ. Tübingen, 313 S., Tübingen.

RHODES, J.M., BLANCHARD, D.P., RODGERS, K.V., JACOBS, J.W. & BRANNON, J.C. (1976): Petrology and chemistry of basalts from the Nazca Plate: part 2 - major and trace element chemistry.- In: YEATS, R.S., HART, S.R. et al., Init. rep. DSDP, 34, 239 - 244.

RHODES, J.M., BLANCHARD, D.P., DUNGAN, M.A., RODGERS, K.U. & BRANNON, J.C. (1979): Chemistry of Leg 45 basalts.- In: MELSON, W.G., RABINOWITZ, P.D. et al., Init. rep. DSDP, 45, 447 - 459.

RICATEAU, R. & VILLEMIN, J. (1973): Evolution au Crétacé supérieur de la pente séparant le domaine de plate-forme du sillon sous-pyrénéen en Aquitaine méridionale.- Bull. Sol. géol. France, (7), 15, 30 - 39, Paris.

RICHTER, D. (1965): Sedimentstrukturen, Ablagerungsart und Transportrichtung im Flysch der baskischen Pyrenäen.- Geol. Mittlg., 4, 153 - 210, Aachen.

RICHTER, G. (1930): Die iberischen Ketten zwischen Jalón und Demanda, Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete Nr. 5.- Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., N.F., 16, 47 - 118, Berlin.

RICHTER, G. & TEICHMÜLLER, R. (1933): Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete Nr. 9.- Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., 3 F., 7, 1067 - 1184, Berlin.

RIES, A.C. (1978): The opening of the Bay of Biscay - a review.- Earth Sci. Rev., 14, 35 - 63, Amsterdam.

RIES, A.C., RICHARDSON, A. & SHACKELTON, R.M. (1980): Rotation of the Iberian arc: paleomagnetic results from North Spain.- Earth Planet. Sci. Lett., 50, 301 - 310, Amsterdam.

ROBERTS, D.G. & MONTADERT, L. (1980): Contrast in the structure of the passive margins of the Bay of Biscay and Rockall Plateau.- Phil. Trans. R. Soc. Lond., A, 294, 97 - 103, London.

ROBINSON, P.T. (1972): Petrology of the potassic Silver Peak Volcanic Center, Western Nevada.- Geol. Soc. Am. Bull., 83, 1693 - 1708, Boulder, Colorado.

ROBINSON, P.T. & WITHFORD, D.J. (1974): Basalts from the Eastern Indian Ocean, DSDP Leg 27.- In: VEEVERS, J.J., HEIRTZLER, J.R. et al., Init. rep. DSDP, 27, 551 - 559.

RODGERS, D.A. (1980): Analysis of pull-apart basin development produced by en echelon strike-slip faults.- Spec. Publ. Int. Ass. Sedim., 4, 27 - 41, Oxford.

ROSELL, J., REMACHA, E., ZAMORANDO, M. & GABALDON, V. (1985): Serie turbidítica del Cretacico Superiór del País Vasco.- Bol. Geol. Min., 96, 361 - 366, Madrid.

ROSSY, M. (1969): Sur la nature de quelques pillow lavas du Crétacé Supérieur du Pays Basques Espagnol.- C.R. Acad. Sc. Paris, Ser. D, 269, 542 - 543, Paris.
ROSSY, M. (1970): Les spilites prismés de la région de Fruniz (Province de Biscaya, Espagne).- C.R. Acad. Sc. Paris, Ser. D, 270, 255 - 257, Paris.
ROSSY, M. (1974): Origin des Trachytes albitique du volcanisme crétacé de Guipúzcoa (Pays Basques Espagnol).- Bull. Soc. géol. France, (7), 16, 43 - 49, Paris.
ROSSY, M., MATHEY, B. & SIGAL, J. (1979): Précisions sur l'age du magmatisme crétacé supérieur du synclinorium de Biscaye (Espagne).- Réunion annuelle des sciences de la terre, 1979, 411, Paris.
ROUSSEAU, R. & MALZAC, P. (1982): Gravimétrie et structure de la partie supérieure de la croute: dans les Pyrénées arregeoises et l'Aquitaine septentrionale et la zone axiale des Pyrénées.- Doc. BRGM, 39, 294 - 300, Orléans.
RUPKE, N.A. (1978): Deep Clastic Seas.- In: READING, H.G. (ed.): Sedimentary Environments and Facies, 372 - 415, (ch. 12), Oxford, (Blackwell Sci. Publ.).
RUSSELL, R.D. & OZIMA, M. (1971): The potassium/rubidium ratio of the earth.- Geochim. Cosmochim., Acta, 35, 679 - 685, Stuttgart.
SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1935): Las ofitas, su naturaleza, origen y edad geológica.- Bull. Inst. Catalana. Natur., 35, 43 - 46, Barcelona.
SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1952): Las reupciones y las rocas volcánicas de las Vascongadas.- Munibe, 2 - 3, 115 - 130, San Sebastián.
SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. & PEDRO HERRERA, F. (1955): Estudio químico-mineralógico de las ofitas españolas.- Estud. geol., 26, 127 - 138, Madrid.
SAUNDERS, A.D. (1983): Geochemistry of basalts recovered from the Gulf of California during Leg 65 of the DSDP.- In: LEWIS, B.T.R., ROBINSON, P. et al., Init. rep. DSDP, 65, 591 - 621.
SAUNDERS, A.D. & TARNEY, J. (1979): The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea.- Geochim., Cosmochim., Acta, 43, 555 - 572, Stuttgart.
SAUNDERS, A.D., FORNARI, D.J., JORON, J.-L., TARNEY, J. & TREUIL, M. (1982): Geochemistry of basic igneous rocks, Gulf of California, DSDP Leg 64.- In: CURRAY, J.R., MOORE, D.G. et al., Init. rep. DSDP, 64, 595 - 642.
SCEAL, J.S.C. & WEAVER, S.D. (1971): Trace element data bearing on the origin of sialic rocks from the Quaternary volcano Paka, Gregory Rift, Kenya.- Earth Planet. Sci. Lett., 12, 327 - 331, Amsterdam.
SCHILLING, J.G. (1975): Rare-earth variations across 'normal' segments of the Reykjanes Ridge 60° - 53° N, Mid-Atlantic Ridge 29° S and East Pacific Rise, 2° - 19° S and evidence on the composition of the underlying low velocity layer.- J. Geophys. Res., 80, 1459 - 1473.
SCHOEFFLER, J. (1982): Les transversales basco-landaises.- Bull. Centres Rech. Explor. Elf-Aquitaine, 6, 257 - 264, Pau.
SCHOLLE, P.A., ARTHUR, M.A. & EKDALE, A.A. (1983): Pelagic environment.- In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (eds.): Carbonate depositional environments.- Mem. Am. Ass. Petr. Geol., 33, 619 - 692, Tulsa, Oklahoma.

SCHOTT, J.J. (1985): Paléomagnétisme des séries rouges du Permien, du Trias et du Crétacé inférieur dans les Chaînes pyrénéo-cantabrique et nord-ouest ibérique. Implications geodynamiques.- Thèse Univ. Louis Pasteur de Strasbourg, Inst. de Physique du Globe, Strasbourg.

SCHROEDER, R. (1980): Le calcaire de Caniego: témoine d'une montée du diapir de Valle de Mena (Prov. Burgos, Espagne) dans l'Albien supérieur.- Cuad. Geol. Iber., 5, 221 - 225, Madrid.

SCHWARZ, E.J. (1963): A paleomagnetic investigation of Permo-Triassic redbeds and andesites from the Spanish Pyrenees.- J. Geophys. Res., 68, 3265 - 3271.

SCHWENTKE, W. (in Vorbereitung): Fazielle und tektono-sedimentologische Untersuchungen in den Westpyrenäen während der Oberkreide.- Diss. Univ. Tübingen.

SCHWENTKE, W., MESCHEDE, M. & ENGESER, T. (in Vorbereitung): The evolution of the Basco-Cantabrian basin during Mesozoic and Cenozoic times.

SEYFRIED, W.J. & BISCHOFF, J.L. (1979): Low temperature basalt alteration by seawater: an experimental study at 70° and 150°C. - Geochim., Cosmochim., Acta, 43, 1937 - 1946, Stuttgart.

SIBUET, J.-C. (1973): South Armorican Shear Zone and continental fit before the opening of the Bay of Biscay.- Earth Planet. Sci. Lett., 18, 153 - 157, Amsterdam.

SMITH, A.G. (1971): Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic.- Geol. Soc. Am. Bull., 82, 2039 - 2070, Boulder, Colorado.

SMITH, R.C.II, ROSE, A.W. & LANNING, R.M. (1975): Geology and geochemistry of Triassic diabase in Pennsylvania.- Geol. Soc. Am. Bull., 86, 943 - 955, Boulder, Colorado.-

SMITH, R.E. & SMITH, S.E. (1976): Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in the classification of basaltic magmas.- Earth Planet. Sci. Lett., 32, 114 - 120, Amsterdam.

SNAVELY, P.D., MacLEOD, N.S. & WAGNER, H.C. (1968): Tholeiitic and alkalic basalts of the Eocene Siletz River volcanics, Oregon Coast Range.- Am. J. Sci., 266, 454 - 481.

SOLER, R. LOPEZ VILCHEZ, J. & RIAZA, C. (1981): Petroleum geology of the Bay of Biscay.- In: ILLING, L.V. & HOBSON, G.D. (eds.): Petroleum geology of the continental shelf of North-West Europe, 474 - 482, London (Institute of Petroleum).

SOUQUET, P. & MEDIAVILLA, F. (1976): Nouvelle hypothèse sur la formation des Pyrénées.- C.R. Acad. Sc. Paris, Ser. D, 282, 2139 - 2142, Paris.

SOUQUET, P., PEYBERNES, B., BILOTTE, M. & DEBROAS, E.-J. (1977): La Chaîne Alpine des Pyrénées.- Geol. Alpine, 53, 193 - 216, Grenoble.

STACKELBERG, U.v. (1967): Der Diapir von Murguia (Nordspanien).- Beih. geol. Jb., 66, 63 - 94, Hannover.

STAUFFER, K.W. & TARLING, D.H. (1971): Age of the Bay of Biscay: new paleomagnetic evidence.- In: DEBYSER, J., LePICHON, X. & MONTADERT, L. (eds.): Histoire Strucutrale du Golfe de Gascogne.- II.2.1 - II.2.18, Institute Francais du Petrole, Paris.

STEPHENSON, D. & MARSHALL, T.R. (1984): The petrology and mineralogy of Mt. Popa Volcano and the nature of the late-Cenozoic Burma Volcanic Arc.- J. geol. Soc. Lond., 141, 747 - 762, London.

SUN, S.S., NESBITT, R.W. & SHARASKIN, Y.A. (1979): Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts.- Earth Planet. Sci. Lett., 44, 119 - 138, Amsterdam.

TARNEY, J., SAUNDERS, A.D., WEAVER, St.D., DONNELLAN, N.G.B. & HENDRY, G.L. (1979): Minor element geochmistry of basalts from Leg 49, North Atlantic Oeean.- In: LUYENDYH, B.P., CANN, J.R. et al., Init. rep. DSDP, 49, 657 - 691.

TATSUMOTO, M., HEDGE, C.E. & ENGEL, A.E.J. (1965): Potassium, rubidium, strontium, thorium, uranium, and the ratio of strontium-87 to strontium-86 in oceanic tholeiitic basalts.- Science, 150, 886 - 888.

TAYLOR, S.R., EMELEUS, C.H. & EXLEY, C.S. (1956): Some anomalous K/Rb ratios in igneous rocks and their petrological significance.- Geochim., Cosmochim., Acta, 10, 224 - 229, London.

THOMPSON, G., HUMPHRIS, S., & SCHILLING, J.-G. (1983): Petrology and geochemistry of basaltic rocks from the Rio Grande Rise, South Atlantic, DSDP Leg 72, Hole 516F.- In: BAKER, P.F., CARLSON, R.L. & JOHNSON, D.A., Init. rep. DSDP, 72, 457 - 466.

TISCHER, G. (1966): Über die Wealden-Ablagerungen und die Tektonik der östlichen Sierra de los Cameros in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien).- Beih. Geol. Jb., 44, 123 - 164, Hannover.

VAIL, P.R. et al. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level.- In: Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 26, 49 - 212, Tulsa, Oklahoma.

VALLANCE, T. (1960): Concerning spilites.- Proc. Linn. Soc. N.S.W., 85, 8 - 52, Sydney.

VALLANCE, T. (1969): Spilites again: some consequences of the degradation of basalts.- Proc. Linn. Soc. N.S.W., 95, 8 - 51, Sydney.

VALLANCE, T. (1974): Pyroxenes and the basalt spilite relation.- In: AMSTUTZ, G.D. (ed.): Spilites and Spilitic Rocks, 59 - 68, Berlin (Springer).

VANDENBERG, J. (1980): New palaeomagnetic data from the Iberian peninsula.- Geol. Mijnbouw, 59, 49 - 60, Den Haag.

VAN DER LINGEN, G.J. (1960): Geology of the Spanish Pyrenees, north of Canfranc, Huesca province.- Estud. Geol., 16, 205 - 242, Madrid.

VAN DER VOO, R. (1969): Palaeomagnetic evidence for the rotation of the Iberian peninsula.- Tectonophysics, 7, 5 - 56, Amsterdam.

VAN DER VOO, R. & BOESSENKOOL, A. (1973): Permian palaeomagnetic results from the Western Pyrenees, delineating the plate boundary between the Iberian Peninsula and stable Europe.- J. Geophys. Res., 78, 5118 - 5127.

VAN DONGEN, P.G. (1967): The rotation of Spain: paleomagnetic evidence from the Eastern Pyrenees.- Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 3, 417 - 432, Amsterdam.

VIELZEUF, D. & KORNPROBST, J. (1984): Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean lherzolites and granulites.- Earth Planet. Sci. Lett., 67, 87 - 96, Amsterdam.

VILLALOBOS VILCHES, L., DEL VALLE DE LERSUNDI, J. et al. (1975): Mapa geológico de España, Bl. 90, Sumbilla, 1 : 50 000.- I.G.M.E., Madrid.

VIRGILI, C. (1977): Le Trias du Nord d'Espagne.- Bull. BRGM, 2.Ser., IV, 1977, 205 - 213, Orléans.

VLIET, A.v. (1978): Early Tertiary deepwater fans of Guipúzcoa, Northern Spain.- In: STANLEY, D.J. & KELLING, G. (eds.): Sedimentation in submarine Canyons, Fans and Trenches.- Pennsylvania.

VOORT, H.B. (1964): Zum Flyschproblem in den Westpyrenäen.- Geol. Rdsch., 53, 220 - 233, Stuttgart.
WALKER, R.G. (1965): The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites.- Proc. Yorks. geol. Soc., 35, 1 - 32.
WALKER, R.G. (1967): Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. - J. Sed. Petrol., 37, 25 - 43.
WALKER, R.G. & MUTTI, E. (1973): Turbidite facies and facies associations.- In: Turbidites and Deep Water Sedimentation. Soc. econ. Paleont. Mineral. Pacific Section, Short Course, 119 - 157, Anaheim.
WEAVER, B.T., MARSH, N.G. & TARNEY, J. (1983): Trace element geochemistry of basaltic rocks recovered at Site 516, Rio Grande Rise, DSDP Leg 72.- In: BAKER, P.F., CARLSON, R.L. & JOHNSON, D.A., Init. rep. DSDP, 72, 451 - 456.
WEAVER, B.L., TARNEY, J. & SAUNDERS, A.D. (1985): Geochemistry and mineralogy of basalts recovered from the central North-Atlantic.- In: ROUGAULT, H., CANDE, S.C. et al., Init. rep. DSDP, 82, 395 - 419.
WIEDMANN, J. (1980): Itinéraire géologique à travers le Crétacé moyen des Chaînes Vascogotiques et Celtibériques (Espagne du Nord).- Cuad. Geol. Iber., 5, 125 - 240, Madrid.
WIEDMANN, J., REITNER, J., ENGESER, T. & SCHWENTKE, W. (1983): Plattentektonik, Fazies- und Subsidenzgeschichte des baskokantabrischen Kontinentalrandes während Kreide und Alttertiär.- Zitteliana, 10, 207 - 244, München.
WIEDMANN, J. & BOSS, J.G.V. (1984): Ammonitenfunde aus der Biscaya-Synkline (Nordspanien) - Kreidegliederung und Alter des Kreide-Vulkanismus.- Eclogae geol. Helv., 77, 483 - 510.
WILLIAMS, C.A. (1975): Sea-floor spreading in the Bay of Biscay and its relationship to the North Atlantic.- Earth Planet. Sci. Lett., 24, 440 - 456, Amsterdam.
WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1976): Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks.- Earth Planet. Sci. Lett., 28, 459 - 469, Amsterdam.
WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differtiation products using immobile elements.- Chem. Geol., 20, 325 - 343, Amsterdam.
WINCHESTER, J.A. & MAX, M.D. (1982): The geochemistry and origins of the Precambrian rocks of the Rosslare Complex SE Ireland.- J. geol. Soc. Lond., 139, 309 - 319, London.
WOOD, D.A. (1976): Spatial and temporal variation in the trace element geochemistry of the eastern Iceland flood basalt succession.- J. Geophys. Res., 81, 4353 - 4360.
WOOD, D.A., GIBSON, I.L. & THOMPSON, R.N. (1976): Elemental mobility during Zeolithe Facies metamorphism of the Tertiary basalts of Eastern Iceland.- Contrib. Mineral. Petrol., 55, 241 - 254, Stuttgart.
WOOD, D.A., JORON, J.-L. & TREUIL, M. (1979): A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings.- Earth Planet. Sci. Lett., 45, 326 - 336, Amsterdam.

WOOD, D.A., MARSH, N.G., TARNEY, J., JORON, J.-L., FRYER, P. & TREUIL, M. (1982): Geochemistry of igneous rocks covered from a transect across the Mariana trough, arc, fore-arc and trench, Sites 453 through 461, DSDP Leg 60.- In: HUSONG, D.-M., UYEDA, S. et al., Init. rep. DSDP, 60, 611 - 633.

YAMADA, E. (1984): Subaqueous pyroclastic flows: their development and their deposits.- In: KOKELAAR, B.P. & HOWELLS, M.T. (eds.): Marginal Basin Geology. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ., 16, 29 - 35, London.

YODER, H.S. & TILLEY, C.E. (1962): Origin of basalt magmas.- J. Petrol., 3, 342 - 532, Oxford.

ZECK, H.P. & MORTHORST, J.R. (1982): Continental tholeiites in the Ti-Zr-Y discrimination diagram.- N. Jb. Miner., Abh., 1982, 193 - 200, Stuttgart.

Tafel 1

Abb. 1: Eindringfront eines Sills. Vulkanit-Profil Nr. 7, Kap. 3.2.3.7., zwischen Proben-Nrn. 4/31 und 4/32.

Abb. 2: Skizze zu Abb. 1 .

Abb. 3: Sedimentauflage auf Pillowbasalt. Vulkanit-Profil Nr. 7, Kap. 3.2.3.7., unterhalb von Probe Nr. 4/29.

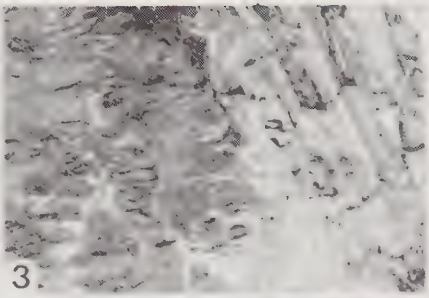
Abb. 4: Querschnitt durch einen Pillowbasalt mit radial angeordneten Blasenhohlräumen. Vulkanit-Profil Nr. 3, bei Probe Nr. V27.

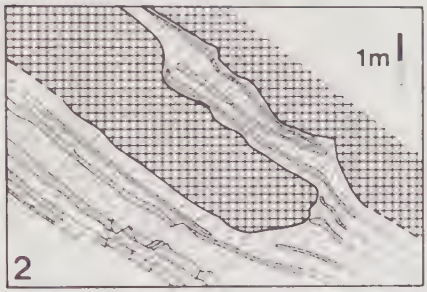
Abb. 5, Abb. 6, Abb. 7: Übergang von zusammenhängenden Pillowstrukturen (Abb. 5) über Pillowbrekzie mit z.T. noch erkennbaren Pillowstrukturen (Abb. 6) bis hin zur Brekzie aus Pillowbruchstücken (Abb. 7).

Abb. 8: Vulkanische Brekzie (Typ 2b, s. Tab. 4). Vulkanit-Profil, bei Probe Nr. 4/21.

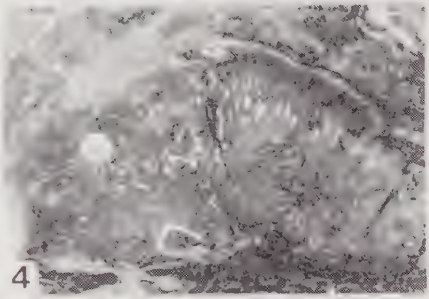
Tafel 1

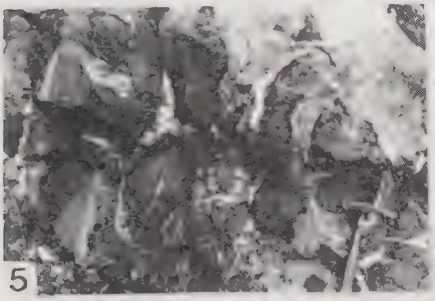
1

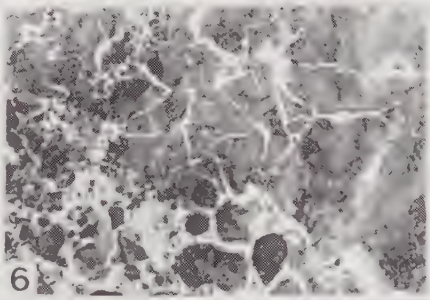

3

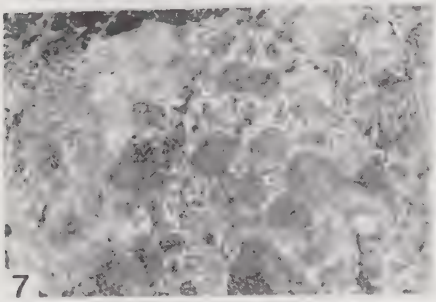


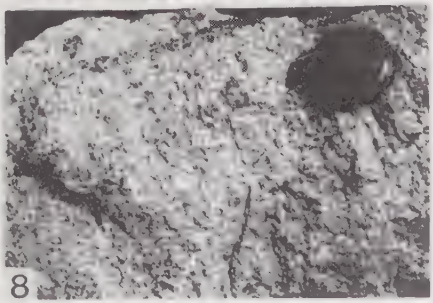
2


4


5


6


7


8

Tafel 2

Abb. 1: Vulkanische Brekzie (Typ 3Ic, s. Tab. 4). Vulkanit-Profil Nr. 14, Probe Nr. 21/12, Kap. 3.2.3.14.

Abb. 2: Vulkanische Brekzie (Typ 3IIa, s. Tab. 4), Vulkanit-Profil Nr. 7, etwa bei Probe Nr. 20/6, Kap. 3.2.3.7.

Abb. 3: Vulkanische Brekzie (Typ 3Ia, s. Tab. 4), Vulkanit-Profil Nr. 7, Probe Nr. 4/40, Kap. 3.2.3.7.

Abb. 4: Schieferung im Vulkanit-Profil Nr. 4, Kap. 3.2.3.4., bei Probe Nr. 2/5. In der linken Bildhälfte zeigt eine etwa 30 cm dicke turbiditische Sandsteinlage das Einfallen der Schichtflächen an.

Abb. 5: Isoklinalfalten im Sedimentprofil Nr. 23, Kap. 2.4.23., oberhalb von Probe Nr. 6/1.

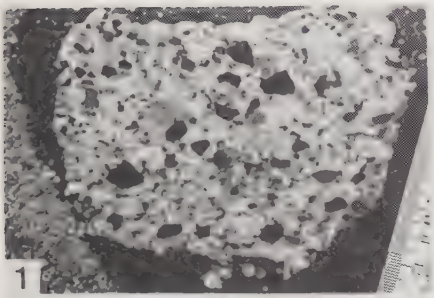
Abb. 6: Dünnschliffbild eines typischen kretazischen Dolerites mit idiomorphen Pyroxenkristallen (Balken ≙ 1 mm). Probe Nr. V10, aus dem Steinbruch im Liegenden des Vulkanit-Profils Nr. 5, Kap. 3.2.3.5.

Abb. 7: Dünnschliffbild eines typischen kretazischen Dolerites mit zonar gebauten idiomorphen Pyroxenkristallen (Balken ≙ 1 mm). Probe Nr. V13e, Vulkanitprofil Nr. 5, Kap. 3.2.3.5.

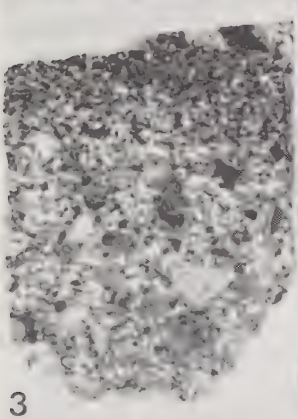
Abb. 8: Dünnschliffbild eines Blasenhohlraumes mit Chlorit- (äußerer Rand) und Calcitfüllung (heller innerer Bereich), aus einem typischen Pillowbasalt (Balken ≙ 1 mm). Probe Nr. V40, Vulkanit-Profil Nr. 11, Kap. 3.2.3.11.

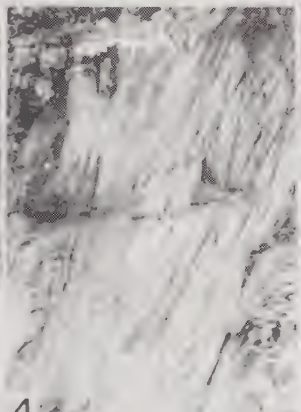
Abb. 9: Dünnschliffbild eines schachbrettartig auslöschenden Prehnits (Balken ≙ 1 mm). Probe Nr. Z8, aus dem Steinbruch im Liegenden des Vulkanit-Profils Nr. 5, Kap. 3.2.3.5.

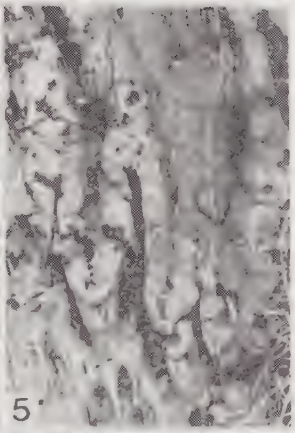
Tafel 2

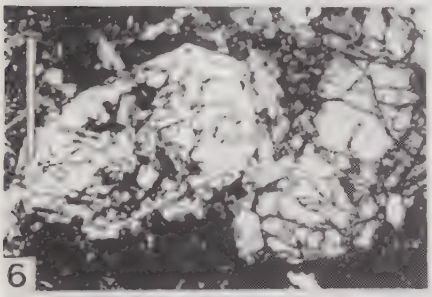

1

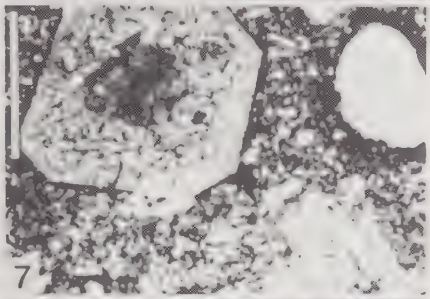
2

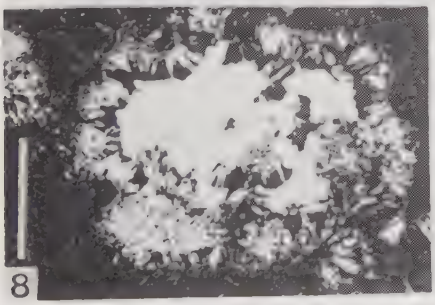

3


4


5


6


7


8

9

Tafel 3

Abb. 1: Feingeschichtete Tuffe (Typ 4, s. Tab. 4) aus dem Vulkanit-Profil Nr. 4, bei Probe Nr. V20, Kap. 3.2.3.4.

Abb. 2: 'Megabeds' im Sediment-Profil Nr. 3, bei Probe 21/3, Kap. 2.4.3. (vgl. Abb. 5 unten).

Abb. 3: C-Horizont mit Verkieselungen im Sediment-Profil Nr. 3, bei Probe Nr. 21/7, Kap. 2.4.3.

Abb. 4: Liegende NE-vergente Falte im Sediment-Profil Nr. 3, Faltenkern im rechten oberen Bildteil; unterhalb Probe Nr. 21/9, Kap. 2.4.3. (vgl. Abb. 7 unten).

Abb. 5: Detailaufnahme eines 'Megabeds' im Sediment-Profil Nr. 3, bei Probe Nr. 21/3, Kap. 2.4.3. (vgl. Abb. 2 oben).

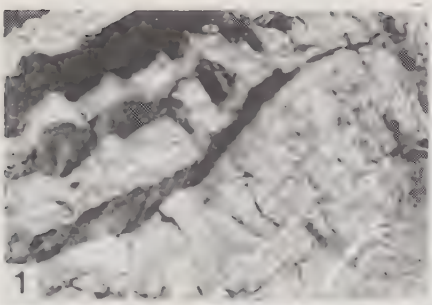
Abb. 6: 'Thickening upward' Sequenz im Sediment-Profil Nr. 16, unterhalb Probe Nr. 5/3, Kap. 2.4.16.

Abb. 7: Knickfalten im Sediment-Profil Nr. 3, unterhalb Probe Nr. 21/9, Kap. 2.4.3. (Ausschnitt aus Abb. 4 oben).

Abb. 8: Steil nach NNE einfallende Aufschiebung nach SSW im Sediment-Profil Nr. 3, bei Probe Nr. 21/5, Kap. 2.4.3.

Abb. 9: Beginnendes Slumping in turbiditischen Sedimenten des Sediment-Profils Nr. 23, bei Probe Nr. 6/2, Kap. 2.4.23.

Tafel 3


1

2

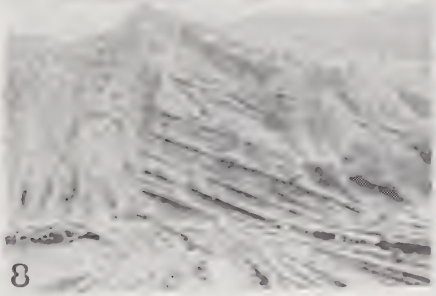
3

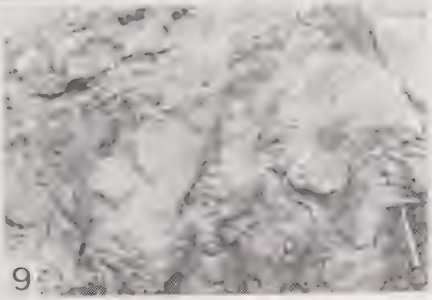
4

5

6

7


8


9

Anhang

Tabelle A1: Gesteinsanalysen und Normberechnungen

Gesteinsgruppen: D = Dolerite, feinkörnige Basalte
P = Pillowbasalte
Tr= Trachytische Vulkanite
T-BS = Trias-Ophite aus dem Biscaya-Synklinorium
T-VP = Trias-Ophite, Vergleichsproben aus Nordspanien

Gesteinsgruppe	D	D	D	D	D	D	D
Analysen-Nr.	1	2	3	4	5	6	7
Proben-Nr.	V 4	V 3	V 5	V 6	V 7	V 8	9/3
MAJOR ELEMENTS ANALYZED							
SiO2	50.58	45.87	42.93	41.91	49.05	46.59	40.74
TiO2	2.45	2.53	5.00	4.68	4.60	2.95	1.40
Al2O3	18.09	16.91	13.94	14.21	15.89	15.71	19.47
Fe2O3	1.48	2.81	5.12	3.93	2.40	0.69	2.20
MnO	0.17	0.19	0.29	0.20	0.13	0.23	-
MgO	3.64	3.79	6.19	6.91	2.74	2.44	4.51
CaO	4.51	6.39	6.87	10.28	3.91	6.04	5.03
Na2O	4.76	4.88	4.78	2.37	3.98	4.38	4.51
K2O	3.37	1.50	-	1.54	1.08	1.34	0.29
P2O5	0.52	0.69	1.42	0.98	0.73	1.08	0.39
H2O	3.22	3.06	3.87	3.19	3.09	3.24	5.90
CO2	2.08	6.08	0.99	0.12	1.76	4.22	2.15
FeO	5.34	5.55	8.72	9.22	9.89	9.89	12.58
TOTAL	100.21	100.25	100.12	99.54	99.25	98.80	99.16
TRACE ELEMENTS (ppm)							
Rb	74	54	-	36	26	32	13
Sr	618	383	1205	1749	219	577	438
Nb	133	159	56	40	61	92	146
Y	34	31	20	22	24	35	24
Zr	341	356	247	272	193	276	326
CIPW - NORM							
Quartz	-	9.3	-	-	12.6	8.3	-
Corundum	4.6	11.7	-	-	7.2	8.8	9.1
Zircon	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1
Orthoclase	20.5	9.1	-	9.4	6.6	8.3	1.8
Albite	41.5	42.5	42.0	18.3	35.0	38.8	40.9
Anorthite	6.0	-	17.2	24.5	3.6	-	9.5
Nepheline	-	-	-	1.4	-	-	-
Diopside	-	-	1.6	16.9	-	-	-
-wo. comp	-	-	0.9	8.8	-	-	
-en. comp.	-	-	0.6	5.9	-	-	-
-fs. comp.	-	-	0.2	2.2	-	-	-
Hypersthene	13.7	13.9	6.5	-	16.3	20.1	7.8
-en. comp.	8.9	9.7	5.1	-	7.1	6.4	3.9
-fs. comp.	4.8	4.2	1.4	-	9.2	13.8	4.9
Olivine	0.5	-	9.3	11.8	-	-	18.3
-fo. comp.	0.3	-	7.2	8.4	-	-	6.4
-fa. comp.	0.2	-	2.1	3.4	-	-	11.9
Magnetite	2.2	4.2	7.7	5.9	3.6	1.0	3.4
Ilmenite	4.8	4.9	9.9	9.2	9.1	5.9	2.9
Apatite	1.3	1.7	3.5	2.4	1.8	2.7	1.0
Calcite	4.9	14.2	2.3	0.3	4.2	10.0	5.2
TOTAL	100.09	111.67	100.15	100.12	100.08	104.07	100.07
RITTMAN VALUES							
Sigma	8.72	14.18	-326.41	-14.03	4.23	9.11	-10.19
LgSig	0.94	1.15	0.00	0.00	0.63	0.96	0.94
Tau	5.44	4.75	1.83	2.53	2.59	3.84	10.69
LgTau	0.74	0.68	0.26	0.40	0.41	0.58	1.03
A AEM	43.69	34.60	19.44	16.44	25.33	30.27	20.11
F AEM	36.75	44.85	55.38	54.50	60.96	56.82	61.00
M AEM	19.56	20.55	25.18	29.06	13.71	12.91	18.89
NIGGLI - Values							
AL	32.45	29.30	21.12	19.78	29.76	27.89	29.05
ALK	30.59	16.72	11.91	7.75	14.45	15.37	11.54
FM	32.24	33.84	48.05	46.45	42.48	37.24	45.76
K	0.32	0.17	0.00	0.30	0.15	0.17	0.04
C	14.71	20.13	18.92	26.02	13.31	19.50	13.65
MG	0.51	0.49	0.49	0.52	0.31	0.29	0.32
SI	153.98	134.87	110.36	99.01	155.87	140.36	103.16
TI	5.61	5.59	9.67	8.31	10.99	6.68	2.67
P	0.67	0.86	1.55	0.98	0.98	1.38	0.41
QZ	-28.38	-32.02	-37.29	-31.98	13.38	-21.11	-35.48
I	-2.85	-7.55	-9.72	-13.99	1.99	-6.97	3.87

Fortsetzung von Tabelle A1

Gesteinsgruppe	P	D	D	D	D	D	D
Analysen-Nr.	8	9	10	11	12	13	14
Proben-Nr.	V 9	6/6a	V 10	V 11	Z 5	Z 6	Z 8
MAJOR ELEMENTS ANALYZED							
SiO2	31.03	37.66	46.05	45.75	42.27	46.66	46.87
TiO2	1.64	3.65	3.77	2.13	1.93	2.14	2.17
Al2O3	13.51	14.39	15.04	15.46	12.85	14.82	15.17
Fe2O3	2.64	1.14	3.03	1.37	8.32	3.17	2.46
MnO	0.47	0.11	0.22	0.14	0.15	0.16	0.14
MgO	2.66	5.45	4.68	8.18	13.84	6.76	7.69
CaO	13.87	11.58	9.99	12.89	8.87	10.47	10.36
Na2O	3.47	1.06	3.68	2.21	1.42	2.72	3.00
K2O	-	0.60	0.33	0.72	1.00	1.43	1.13
P2O5	1.10	0.65	0.52	0.44	0.34	0.39	0.57
H2O	4.71	5.37	3.24	3.36	5.23	3.69	3.81
CO2	9.98	8.20	0.34	0.42	0.58	0.78	0.37
FeO	12.40	9.75	8.94	6.45	2.97	6.11	5.99
TOTAL	97.48	99.61	99.83	99.52	99.77	99.30	99.72
TRACE ELEMENTS (ppm)							
Cr	-	117	-	115	490	357	71
Ni	-	57	-	93	235	61	100
Rb	-	39	8	21	30	36	29
Sr	1106	1035	800	1942	833	2024	2315
Nb	57	48	59	26	39	54	33
Y	31	22	21	19	18	20	19
Zr	207	188	233	255	167	326	304
CIPW - NORM							
Quartz	-	16.4	-		-	-	-
Corundum	9.0	12.2	-	-		-	-
Zircon	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1
Orthoclase	-	3.8	2.0	4.4	6.2	8.8	6.9
Albite	31.7	9.5	32.2	19.4	12.7	24.1	30.5
Anorithite	-	1.4	24.4	31.3	27.2	35.1	35.7
Diopside		-	17.3	23.6	10.2	17.1	17.3
-wo. comp	-	-	8.8	12.3	5.5	8.9	9.0
-en. comp.	-		5.0	8.3	4.7	6.2	6.4
-fs. comp.	-	-	3.5	3.0		2.0	1.9
Hypersthene	22.8	26.2	4.7	0.6	16.7	7.8	2.8
-en. comp.	6.0	14.4	2.8	0.4	16.7	6.0	2.2
-fs. comp.	16.9	11.8	1.9	0.2	-	1.9	0.6
Olivine	3.4	-	5.3	12.2	10.5	5.1	10.6
-fo. comp.	0.8	-	3.0	8.7	10.5	3.8	8.0
-fa. comp.	2.6	-	2.3	3.5		1.3	2.6
Magnetite	4.1	1.8	4.6	2.1	4.5	4.8	3.7
Chromite	-	0.1	-	0.1	0.2	0.2	0.0
Hematite	-	-	-	-	5.7	-	-
Ilmenite	3.4	7.4	7.4	4.2	3.9	4.2	4.3
Apatite	2.8	1.6	1.3	1.1	0.9	1.0	1.4
Calcite	24.5	19.8	0.8	1.0	1.4	1.9	0.9
TOTAL	101.70	100.10	100.07	100.09	100.15	100.15	100.10
RITTMAN VALUES							
Sigma	-1.01	-0.52	5.27	3.12	-8.02	4.71	4.39
LgSig	1.15	0.00	0.72	0.49	0.96	0.67	0.64
Tau	6.12	3.65	3.01	6.22	5.92	5.65	5.61
LgTau	0.79	0.56	0.48	0.79	0.77	0.75	0.75
A AFM	16.23	9.22	19.48	15.47	9.01	20.72	20.44
F AFM	71.32	60.50	57.78	41.32	39.48	45.54	41.41
M AFM	12.44	30.28	22.74	43.20	51.52	33.75	38.15
NIGGLI - Values							
AL	19.00	21.69	22.65	20.83	16.66	21.82	21.71
ALK	8.03	3.61	9.66	5.95	4.43	8.87	8.80
FM	37.52	42.97	40.33	41.66	58.01	41.27	42.54
K	0.00	0.27	0.06	0.18	0.32	0.26	0.20
C	35.46	31.73	27.36	31.57	20.90	28.03	26.95
MG	0.25	0.48	0.44	0.67	0.78	0.61	0.65
SI	74.04	96.32	117.70	104.58	92.98	116.60	113.81
TI	2.94	7.02	7.25	3.66	3.19	4.02	3.96
P	1.11	0.70	0.56	0.43	0.32	0.41	0.59
QZ	-58.07	-18.11	-20.93	-19.21	-24.75	-18.87	-21.37
T	-24.49	-13.65	-14.36	-16.69	-8.68	-15.08	-14.04

Fortsetzung von Tabelle A1

Gesteinsgruppe	P	P	P	D	D	D	D
Analysen-Nr.	15	16	17	18	19	20	21
Proben-Nr.	S 2a	S 2b	S 3	S 4	S 5	S 7	S 8
MAJOR ELEMENTS ANALYZED							
SiO2	41.24	43.26	40.63	45.07	42.06	42.94	39.97
TiO2	2.42	2.76	2.83	2.12	3.97	2.18	2.73
Al2O3	13.82	14.69	14.51	13.99	13.67	15.54	15.48
Fe2O3	5.06	5.30	6.69	1.98	2.03	1.39	1.36
MnO	0.14	0.18	0.16	0.12	0.19	0.16	0.16
MgO	1.71	2.23	5.51	9.18	6.13	9.87	8.02
CaO	15.48	13.85	11.48	14.23	9.94	8.05	9.27
Na2O	4.96	4.84	3.68	2.07	3.35	1.19	2.50
K2O	0.97	1.12	1.42	0.24	1.13	3.21	2.21
P2O5	0.92	1.04	0.76	0.39	1.41	0.33	0.48
H2O	2.10	2.51	3.18	3.36	3.48	5.03	4.95
CO2	7.84	5.33	5.26	0.15	1.59	1.80	4.10
FeO	1.43	2.01	2.59	6.06	9.48	7.46	7.37
TOTAL	98.09	98.12	98.90	98.96	98.33	99.15	98.60
TRACE ELEMENTS (ppm)							
Cr	-	-	168	294	-	363	69
Ni	33	28	84	118	-	81	49
Rb	22	24	26	9	28	51	37
Sr	852	870	553	1576	1251	430	440
Nb	65	75	55	25	55	42	56
Y	23	25	22	15	26	24	24
Zr	234	254	202	216	244	165	191
CIPW - NORM							
Corundum	-	-	-	-	-	0.5	3.0
Zircon	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Orthoclase	6.0	6.9	8.8	1.5	7.0	20.1	13.9
Albite	43.5	42.8	34.3	16.2	29.0	10.7	22.6
Anorthite	13.1	15.7	18.8	29.5	20.4	28.0	18.1
Nepheline	0.1	-	-	1.1	-	-	-
Diopside	5.1	5.8	0.6	32.5	9.2	-	-
-wo. comp	2.7	3.1	0.3	17.0	4.7	-	-
-en. comp.	2.4	2.7	0.3	13.2	3.8	-	-
-fs. comp.	-	-	-	3.3	1.7	-	-
Hypersthene	-	0.4	1.7	-	1.0	10.9	6.9
-en. comp.	-	0.4	1.7	-	0.6	8.0	4.9
-fs. comp.	-	-	-	-	0.4	3.0	2.0
Olivine	1.4	1.9	8.6	10.6	15.1	17.9	16.7
-fo. comp.	1.4	1.9	8.6	8.2	8.9	12.7	11.5
-fa. comp.	-	-	-	2.4	6.1	5.2	5.2
Magnetite	-	-	0.6	3.0	3.1	2.1	2.1
Chromite	-	-	0.1	0.1	-	0.2	0.0
Hematite	5.3	5.5	6.6	-	-	-	-
Ilmenite	3.5	4.8	5.6	4.2	7.9	4.4	5.5
Sphene	-	0.8	-	-	-	-	-
Perovskite	1.2	-	-	-	-	-	-
Apatite	2.3	2.6	1.9	1.0	3.6	0.8	1.2
Calcite	18.6	12.7	12.5	0.4	3.8	4.3	10.0
TOTAL	100.11	100.12	100.12	100.12	100.15	100.12	100.08
KITTHAN VALUES							
Sigma	-19.98	136.62	-11.85	2.58	-30.41	-322.66	-7.32
LgSig	0.00	2.14	0.49	0.41	0.67	0.64	0.00
Tau	3.66	3.57	3.76	5.62	2.62	6.58	4.75
LgTau	0.56	0.55	0.57	0.75	0.42	0.82	0.68
A AFM	43.08	39.35	27.07	11.88	19.90	19.01	21.92
F AFM	44.49	45.92	44.79	40.92	52.35	38.33	40.74
M AFM	12.42	14.72	28.14	47.20	27.85	42.65	37.33
NIGGLI - Values							
AL	22.67	24.75	22.18	18.22	19.86	21.50	21.90
ALK	15.11	15.46	12.11	4.77	9.54	7.52	9.20
FM	16.06	20.44	33.81	43.31	44.35	50.74	45.05
K	0.11	0.13	0.19	0.07	0.19	0.64	0.37
L	46.17	39.36	31.91	33.69	26.25	20.25	23.84
MG	0.44	0.46	0.63	0.70	0.51	0.68	0.64
SI	114.80	123.67	105.39	99.61	103.67	100.81	95.96
TI	5.07	5.93	5.52	3.52	7.36	3.65	4.93
P	1.08	1.26	0.83	0.36	1.47	0.33	0.49
QZ	-45.63	-38.16	-43.03	-19.49	-34.50	-29.25	10.85
T	-38.61	-30.07	-21.83	-20.25	-15.94	6.36	11.15

Fortsetzung von Tabelle A1

Gesteinsgruppe	D	Tr	D	D	P	D	D
Analysen-Nr.	22	23	24	25	26	27	28
Proben-Nr.	S 9	S 10	V 12	V 13a	V 13b	V 13c	V 13d
MAJOR ELEMENTS ANALYZED							
SiO2	45.48	57.74	34.69	45.76	50.47	42.50	44.02
TiO2	3.16	1.58	2.12	3.45	2.38	2.58	2.39
Al2O3	16.29	16.22	13.16	16.85	14.63	17.64	15.08
Fe2O3	1.46	2.48	1.00	2.10	1.69	3.86	3.06
MnO	0.14	0.17	0.08	0.13	0.12	0.11	0.14
MgO	7.39	5.06	4.90	7.03	4.02	8.21	8.61
CaO	3.56	2.50	16.82	4.76	7.55	5.92	5.78
Na2O	0.34	5.47	1.86	3.47	1.93	1.74	1.50
K2O	7.49	1.34	0.35	2.41	5.50	3.99	2.41
P2O5	0.77	0.53	0.32	0.72	0.67	0.39	0.44
H2O	4.84	2.70	4.82	4.33	3.55	4.73	5.95
CO2	0.82	0.30	11.82	0.64	2.90	1.76	1.37
FeO	8.16	3.51	6.37	8.23	5.07	6.62	9.22
TOTAL	99.80	99.60	98.31	99.88	100.38	100.05	99.87
TRACE ELEMENTS (ppm)							
Cr	-	-	512	-	-	188	57
Ni	-	19	155	-	-	53	-
Rb	60	12	28	35	51	85	41
Sr	130	419	1266	292	216	383	226
Nb	79	113	43	86	80	49	47
Y	32	30	19	29	31	27	18
Zr	264	293	219	278	237	189	149
CIPW - NORM							
Quartz	-	9.5	0.6	-	4.0	-	0.9
Corundum	5.2	3.3	7.8	3.2	0.1	4.9	4.0
Zircon	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0
Orthoclase	46.6	8.2	2.2	14.9	33.6	24.7	15.2
Albite	3.0	47.8	16.8	30.7	16.9	15.4	13.5
Anorthite	7.8	7.3	7.1	15.6	15.2	16.5	18.2
Diopside	-	-	-	-	-	-	-
-wo. comp	-	-	-	-	-	-	-
-en. comp.	-	-	-	-	-	-	-
-fs. comp.	-	-	-	-	-	-	-
Hypersthene	15.9	15.2	20.9	10.9	14.9	11.4	34.4
-en. comp.	10.7	13.0	13.0	7.5	10.3	9.2	22.8
-fs. comp.	5.2	2.2	7.9	3.4	4.5	2.2	11.6
Olivine	9.1	-	-	11.4	-	10.9	-
-fo. comp.	5.9	-	-	7.6	-	8.6	-
-fa. comp.	3.2	-	-	3.8	-	2.3	-
Magnetite	2.2	3.7	1.6	3.2	2.5	5.9	4.7
Chromite	-	-	0.2	-	-	0.1	0.0
Ilmenite	6.3	3.1	4.3	6.9	4.5	5.1	4.6
Apatite	1.9	1.3	0.8	1.8	1.7	1.0	1.1
Calcite	2.0	0.7	20.7	1.5	6.8	4.2	3.3
TOTAL	100.10	100.08	100.16	100.10	100.09	100.10	100.07
RITTMAN VALUES							
Sigma	24.72	3.15	-0.59	12.53	7.39	-65.67	14.99
LaSig	1.39	0.50	0.41	1.10	0.87	0.00	1.18
Tau	5.05	6.80	5.33	3.88	5.57	6.16	5.93
LaTau	0.70	0.83	0.73	0.59	0.75	0.79	0.77
A AFM	31.66	38.30	15.28	25.39	40.92	23.73	15.87
F AFM	38.87	33.24	50.83	44.36	36.94	42.27	49.18
M AFM	29.47	28.46	33.89	30.35	22.14	34.00	34.95
NIGGLI - Values							
AL	26.03	31.91	18.97	26.00	26.08	25.80	22.38
ALK	13.85	20.56	4.96	12.83	16.37	10.50	7.50
EM	49.78	38.58	31.99	47.82	33.18	47.96	54.70
K	0.94	0.14	0.11	0.31	0.65	0.60	0.50
C	10.34	8.94	44.08	13.35	24.47	15.74	15.53
MG	0.59	0.65	0.56	0.57	0.55	0.63	0.69
SI	123.32	192.79	84.86	119.81	152.67	105.48	110.36
TI	6.44	3.97	3.90	6.79	5.19	4.82	4.32
P	0.88	0.75	0.33	0.80	0.86	0.41	0.47
QZ	-19.89	21.91	-34.97	-31.52	12.42	-36.53	10.64
T	1.84	2.41	-30.07	-0.19	-14.66	-0.45	-0.7

Fortsetzung von Tabelle A1

Gesteinsgruppe	D	D	D	P	P	P	D
Analysen-Nr.	29	30	31	32	33	34	35
Proben-Nr.	V 19	V 21	V 22	V 17	V 18	V 16a	V 16b
MAJOR ELEMENTS ANALYZED							
SiO2	41.96	53.34	46.35	24.60	34.08	36.80	42.08
TiO2	3.30	2.15	1.85	1.74	2.76	2.26	3.18
Al2O3	15.06	17.12	16.79	9.22	12.71	13.59	15.61
Fe2O3	4.48	2.67	1.86	0.99	6.47	7.46	3.67
MnO	0.15	0.23	0.12	0.13	0.14	0.20	0.17
MgO	5.67	4.05	7.31	4.86	3.86	5.74	6.79
CaO	11.02	3.23	11.32	26.32	16.30	15.81	12.69
Na2O	2.74	4.84	2.14	1.96	3.32	2.41	3.12
K2O	1.84	3.83	1.57	0.80	1.07	0.77	0.58
P2O5	0.48	0.66	0.37	0.60	0.87	0.38	0.98
H2O	3.61	2.82	3.74	3.18	3.61	2.60	3.51
CO2	1.96	0.35	0.19	19.56	7.73	9.01	1.62
FeO	6.45	4.62	5.23	4.64	5.36	1.68	6.29
TOTAL	98.72	99.91	98.84	98.60	98.28	98.71	100.29
TRACE ELEMENTS (ppm)							
Cr	124	-	285	204	715	703	107
Ni	62	-	86	104	170	193	45
Rb	31	61	58	27	22	19	12
Sr	1019	727	1955	347	755	697	1549
Nb	47	139	37	43	52	42	61
Y	19	38	21	16	25	17	25
Zr	232	426	276	117	188	183	212
CIPW - NORM							
Quartz	-	0.9	-	-	30.9	54.3	-
Corundum	-	1.6	-	4.2		1.9	-
Zircon	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0
Orthoclase	11.4	23.3	9.8	5.0	6.7	4.7	3.5
Albite	21.8	37.9	19.0	17.4	-	-	22.6
Anorthite	24.6	12.1	33.2	3.1	69.1	79.0	27.8
Nepheline	1.4	-	-	-	-	-	2.5
Sod.Carbonate	-	0.9	-	-	19.6	22.6	-
Diopside	13.2	-	17.6	-	8.0		15.9
-wo. comp	6.9	-	9.2	-	4.3	-	8.4
-en. comp.	5.2	-	6.5	-	3.7		6.9
-fs. comp.	1.1	-	1.9	-	0.0		1.3
Hypersthene	-	13.6	3.0	15.3	6.5	14.9	
-en. comp.	-	10.4	2.4	10.8	6.5	14.9	-
-fs. comp.	-	3.3	0.7	4.5	0.0	-	
Olivine	8.3	-	9.4	1.9	-		9.7
-fo. comp.	6.8	-	7.2	1.3	-		7.9
-fa. comp.	1.6	-	2.2	0.6		-	1.8
Magnetite	6.8	4.0	2.8	1.5	9.0		5.5
Chromite	0.1	-	0.1	0.1	0.3	0.3	0.0
Hematite	-		-	-	-	7.8	
Ilmenite	6.6	4.2	3.7	3.5	5.5	3.9	6.2
Rutile	-	-		-	-	0.3	-
Apatite	1.2	1.6	0.9	1.5	2.2	0.9	2.4
Calcite	4.7	-	0.5	46.6	-		3.8
TOTAL	100.10	100.11	100.13	100.11	167.82	100.63	100.13
RITTMAN VALUES							
Sigma	-20.17	7.27	4.11	-0.41	-2.16	-1.63	-14.08
LgSig	0.50	0.86	0.61	0.87	0.00	1.18	0.59
Tau	3.73	5.71	7.92	4.17	3.40	4.95	3.93
LgTau	0.57	0.76	0.90	0.62	0.53	0.69	0.59
A AFM	21.93	43.42	20.56	20.78	22.43	18.16	18.27
F AFM	50.92	36.30	38.92	42.64	57.85	42.07	48.30
M AFM	27.15	20.28	40.52	36.59	19.72	32.77	33.53
NIGGLI - Values							
AL	22.09	31.74	24.03	11.40	17.98	19.67	21.34
ALK	9.53	22.45	7.47	5.06	9.37	6.94	7.88
FM	38.98	34.92	39.04	24.36	30.71	31.78	39.33
K	0.31	0.34	0.33	0.31	0.17	0.17	0.11
C	29.39	10.89	29.46	59.18	41.93	41.60	31.55
MG	0.54	0.54	0.68	0.62	0.45	0.66	0.60
SI	104.45	167.82	110.58	51.62	81.83	90.39	92.64
TI	6.18	5.09	3.38	2.75	4.98	4.17	5.55
P	0.51	0.88	0.38	0.53	0.88	0.40	0.96
QZ	33.60	-21.97	-17.30	-68.61	-55.64	-37.30	-33.87
T	-16.83	-1.60	-10.90	-52.83	-33.32	-20.88	-18.08

Fortsetzung von Tabelle A1

Gesteinsgruppe	D	D	D	D	D	D	D
Analysen-Nr.	36	37	38	39	40	41	42
Proben-Nr.	20/1	20/2	20/4	4/30	4/24	4/20	4/18
MAJOR ELEMENTS ANALYZED							
SiO2	47.42	46.33	40.16	50.18	48.86	37.94	45.12
TiO2	1.60	3.57	3.75	2.44	2.61	2.86	2.70
Al2O3	15.89	13.70	14.02	16.70	17.11	14.41	14.36
Fe2O3	1.50	3.38	3.11	2.27	3.34	2.28	3.00
MnO	0.10	0.07	0.12	0.24	0.20	0.18	0.17
MgO	9.17	7.60	5.69	4.40	6.49	12.05	6.41
CaO	10.11	4.71	8.00	4.58	3.75	8.39	7.42
Na2O	2.84	3.61	4.12	4.38	5.08	2.20	3.89
K2O	1.00	-	-	3.03	1.67	1.37	1.01
P2O5	0.18	0.69	0.60	0.99	0.80	0.61	0.62
H2O	4.06	5.63	5.20	3.46	4.06	5.52	4.36
CO2	0.63	2.38	4.37	0.43	0.35	2.97	4.03
FeO	5.01	8.12	-	6.75	5.54	8.91	6.42
TOTAL	99.51	99.79	89.14	99.85	99.86	99.69	99.51
TRACE ELEMENTS (ppm)							
Cr	328	-	-	-	91	337	125
Ni	127	-	-	-	51	202	61
Rb	27	-	-	55	27	33	25
Sr	1058	345	507	874	1106	440	189
Nb	26	60	49	88	83	67	69
Y	15	19	22	38	31	24	26
Zr	161	190	180	301	273	194	219
CIPW - NORM							
Quartz	-	10.0	5.0	-	-	-	3.8
Corundum	-	6.8	5.1	1.3	3.0	2.5	4.4
Zircon	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0
Orthoclase	6.2	-	-	18.6	10.3	8.6	6.3
Albite	25.2	32.4	41.5	38.5	44.9	19.8	34.6
Anorthite	29.0	4.0	9.7	14.0	11.7	20.0	7.7
Diopside	14.5	-	-	-	-	-	-
-wo. comp	7.6	-	-	-	-	-	-
-en. comp.	5.6	-	-	-	-	-	-
-fs. comp.	1.3	-	-	-	-	-	-
Hypersthene	5.2	26.9	16.9	9.1	8.9	1.8	22.2
-en. comp.	4.2	20.1	16.9	5.6	7.4	1.4	16.8
-fs. comp.	1.0	6.8	-	3.5	1.6	0.5	5.4
Olivine	12.5	-	-	6.9	8.2	29.2	-
-fo. comp.	9.9	-	-	4.1	6.7	21.4	-
-fa. comp.	2.6	-	-	2.8	1.6	7.9	-
Magnetite	2.3	5.2	-	3.4	5.1	3.5	4.6
Chromite	0.1	-	-	-	0.0	0.2	0.1
Hematite	-	-	3.7	-	-	-	-
Ilmenite	3.2	7.2	0.3	4.8	5.2	5.8	5.4
Rutile	-	-	4.3	-	-	-	-
Apatite	0.5	1.8	1.7	2.5	2.0	1.5	1.6
Calcite	1.5	5.7	11.8	1.0	0.8	7.2	9.6
TOTAL	100.10	100.08	100.08	100.12	100.12	100.15	100.11
RITTMAN VALUES							
Sigma	3.34	3.91	-5.98	7.65	7.78	-2.52	11.33
LgSig	0.52	0.59	0.87	0.88	0.89	0.50	1.05
Tau	8.16	2.83	2.64	5.05	4.61	4.27	3.88
LgTau	0.91	0.45	0.42	0.70	0.66	0.63	0.59
A AFM	19.72	16.09	32.37	35.55	30.70	13.34	23.79
F AFM	33.18	50.04	22.93	43.33	39.79	41.63	45.08
M AFM	47.09	33.87	44.70	21.11	29.52	45.03	31.12
NIGGLI - Values							
AL	22.24	22.38	27.02	28.79	28.14	18.10	22.86
ALK	8.06	9.70	13.06	18.07	16.72	6.41	11.93
FM	43.97	53.92	31.90	38.79	43.92	56.33	43.74
K	0.19	0.00	0.00	0.31	0.18	0.29	0.15
C	25.73	13.99	28.03	14.35	11.21	19.16	21.47
MG	0.74	0.58	0.87	0.49	0.61	0.68	0.59
SI	112.64	128.45	131.32	146.78	136.38	80.87	121.87
TI	2.86	7.44	9.22	5.37	5.48	4.58	5.48
P	0.18	0.81	0.83	1.23	0.95	0.55	0.71
QZ	-19.58	-10.36	-20.92	-25.51	-19.07	-44.76	-25.83
T	-11.54	-1.31	-14.07	-3.64	0.21	-7.47	-10.54

Fortsetzung von Tabelle A1

Gesteinsgruppe	P	P	P	P	D	D	P
Analysen-Nr.	43	44	45	46	47	48	49
Proben-Nr.	4/19	V 14a	V 23	V 25	V 26	V 44	V 32
MAJOR ELEMENTS ANALYZED							
SiO2	38.58	37.78	39.40	45.17	42.54	42.57	45.64
TiO2	2.58	3.76	2.79	2.50	2.18	2.53	1.82
Al2O3	14.66	15.58	15.93	16.52	16.06	14.85	13.81
Fe2O3	1.57	5.98	5.50	2.13	4.81	2.69	2.43
MnO	0.20	0.18	0.26	0.15	0.15	0.34	0.09
MgO	7.09	8.32	5.06	6.31	4.33	6.31	2.68
CaO	7.32	11.27	11.86	7.18	11.22	8.93	12.36
Na2O	2.92	1.85	3.87	4.94	3.19	4.81	5.07
K2O	1.13	1.61	0.98	0.45	2.30	-	0.50
P2O5	0.65	0.74	0.87	0.64	0.54	0.42	0.43
H2O	4.80	4.50	4.25	4.63	2.99	4.67	2.57
CO2	6.40	2.33	4.55	2.46	6.17	5.80	10.17
FeO	10.85	5.08	3.36	6.24	3.33	5.36	3.74
TOTAL	98.74	98.98	99.18	99.21	99.71	99.28	100.31
TRACE ELEMENTS (ppm)							
Cr	89	390	70	236	127	92	137
Ni	74	98	40	102	64	52	-
Rb	27	31	19	16	61	-	19
Sr	85	646	811	769	1244	456	1127
Nb	68	73	98	72	87	56	61
Y	25	27	24	24	26	14	16
Zr	219	214	250	258	393	189	90
CIPW NORM							
Quartz	3.9	-	-		3.1	1.3	12.3
Corundum	12.5	-	-	2.2	3.6	5.4	6.4
Zircon	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0
Orthoclase	7.0	10.1	6.1	2.8	14.1	-	3.0
Albite	26.3	15.8	32.1	44.2	27.9	43.0	43.9
Anorthite	-	31.2	24.4	16.8	13.6	5.2	-
Nepheline	-	0.4	1.3	-	-	-	-
Diopside	-	5.7	1.0		-		-
-wo. comp	-	3.0	0.5	-	-	-	-
-en. comp.		2.6	0.5	-	-	-	-
Hypersthene	34.5	-	-	7.1	11.1	20.9	8.9
-en. comp.	18.8	-	-	5.2	11.1	16.6	6.8
-fs. comp.	15.7	-	-	1.9	-	4.3	2.0
Olivine		13.5	9.0	11.1		-	-
-fo. comp.	-	13.5	9.0	7.8		-	-
-fa. comp.	-	-	-	3.2	-	-	-
Magnetite	2.4	6.2	5.4	3.3	4.7	4.1	3.6
Chromite	0.0	0.2	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1
Hematite	-	2.0	2.0	-	1.7	-	
Ilmenite	5.2	7.6	5.6	5.0	4.3	5.1	3.5
Apatite	1.7	1.9	2.2	1.6	1.3	1.1	1.1
Calcite	15.5	5.6	10.9	5.9	14.5	13.9	22.7
TOTAL	109.03	100.17	100.12	100.14	100.12	100.08	106.50
RITTMAN VALUES							
Sigma	3.69	-2.29	-6.53	13.39	-65.52	-53.80	11.75
LgSig	0.59	0.87	0.88	1.13	0.50	1.05	1.07
Tau	4.55	3.65	4.32	4.03	5.90	3.97	4.25
LgTau	0.66	0.56	0.64	0.67	0.77	0.60	0.63
A AFM	17.12	15.43	26.55	27.00	31.32	25.00	29.03
F AFM	52.83	47.47	47.78	41.71	43.98	42.21	42.19
M AFM	30.05	37.10	26.66	31.20	24.70	32.79	18.78
NIGGLI - Values							
AL	21.37	21.29	23.75	25.68	25.48	22.92	22.18
ALK	8.77	6.54	11.07	13.39	12.38	12.32	16.38
FM	50.47	44.18	33.04	40.63	29.87	39.79	23.84
K	0.20	0.36	0.14	0.06	0.32	0.00	0.06
C	19.40	28.00	32.14	20.29	32.37	25.06	38.60
MG	0.53	0.65	0.58	0.60	0.58	0.62	0.49
SI	95.42	87.59	99.67	119.16	114.55	111.52	134.10
TI	4.80	6.56	5.31	4.96	4.41	4.98	1.02
P	0.68	0.73	0.93	0.71	0.62	0.47	0.53
QZ	-39.65	-38.56	-44.62	-34.40	-34.56	-37.34	-27.11
T	-6.80	-13.25	-19.47	-6.00	-19.15	14.30	31.79

Fortsetzung von Tabelle A1

Gesteinsgruppe	D	P	D	P	D	P	P
Analysen-Nr.	50	51	52	53	54	55	56
Proben-Nr.	V 35	V 31	V 36	V 37	V 38	38/1	38/4
MAJOR ELEMENTS ANALYZED							
SiO2	46.37	47.63	43.82	48.31	41.42	26.00	29.89
TiO2	2.43	1.98	2.69	2.06	2.34	2.21	2.30
Al2O3	17.18	14.32	15.72	10.92	15.18	13.93	13.98
Fe2O3	2.24	2.56	5.23	1.69	8.63	0.04	1.33
MnO	0.14	0.08	0.13	0.08	0.16	0.10	0.08
MgO	6.33	1.80	9.27	4.30	4.72	2.80	1.89
CaO	6.20	11.84	4.16	11.88	9.97	19.19	19.65
Na2O	4.02	6.50	3.97	3.17	4.50	1.62	2.45
K2O	2.75	0.60	1.54	0.32	1.40	1.03	1.12
P2O5	0.34	0.35	0.43	0.48	0.30	0.45	0.44
H2O	3.00	1.95	5.82	2.92	2.75	5.35	4.76
CO2	3.65	9.76	1.81	9.68	7.07	15.56	15.56
FeO	5.33	1.00	4.78	4.37	1.32	11.24	6.41
TOTAL	99.98	100.37	99.37	100.08	99.66	99.52	99.76
TRACE ELEMENTS (ppm)							
Cr	-	-	74	46	272	454	93
Ni	-	-	-	-	147	76	
Rb	41	11	20	9	36	32	41
Sr	241	105	224	93	287	148	154
Nb	45	42	64	36	43	48	50
Y	23	21	20	19	20	24	26
Zr	167	128	185	102	157	144	141
CIPW - NORM							
Quartz	-	7.2	-	23.9	1.7	3.5	7.3
Corundum	5.8	5.0	5.5	7.5	5.4	13.1	10.6
Zircon	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Orthoclase	16.8	3.6	9.7	1.9	8.5	6.5	7.0
Albite	35.1	55.9	35.9	27.6	39.3	14.5	21.8
Anorthite	5.6	-	6.8		2.9	-	-
Hypersthene	16.0	4.6	18.3	14.2	12.1	25.5	12.4
-en. comp.	12.7	4.6	18.1	10.8	12.1	7.4	5.0
-fs. comp.	3.4	-	0.2	3.5	-	18.1	7.5
Olivine	3.2	-	4.7	-		-	-
-fo. comp.	3.5	-	4.6	-	-	-	
-fa. comp.	0.7	-	0.1	-		-	-
Magnetite	3.3	-	8.1	3.5		0.1	1.9
Chromite	-	-	0.0	0.0	0.1	0.2	0.0
Hematite		2.6	-	-	8.9	-	
Ilmenite	4.8	2.3	5.5	4.0	3.9	4.5	4.6
Rutile		0.8		-	0.9	-	
Apatite	0.8	0.9	1.1	1.2	0.7	1.1	1.1
Calcite	8.6	22.6	4.4	22.7	16.6	37.6	37.2
TOTAL	100.05	105.38	100.08	105.61	100.10	106.63	104.03
RITTMAN VALUES							
Sigma	13.60	10.89	37.02	2.29	-22.03	-0.41	0.97
LgSig	1.13	1.04	1.57	0.36	1.05	1.07	1.13
Tau	5.42	3.95	4.37	3.76	4.56	5.52	5.01
LgTau	0.73	0.60	0.64	0.58	0.66	0.75	0.70
A AFM	33.89	57.81	22.59	25.54	29.84	15.75	22.30
F AFM	36.35	27.54	39.41	43.72	46.20	67.61	56.17
M AFM	30.75	14.66	38.00	30.74	23.88	16.64	14.48
NIGGLI - Values							
AL	27.16	26.08	24.10	19.46	24.63	18.38	20.05
ALK	15.16	20.66	12.57	9.91	14.47	4.99	7.52
FM	39.85	14.06	51.75	32.12	31.50	30.61	21.19
K	0.31	0.06	0.20	0.06	0.17	0.29	0.23
C	17.82	39.20	11.59	38.50	29.41	46.03	51.24
MG	0.64	0.59	0.69	0.59	0.62	0.31	0.32
SI	124.41	147.19	113.98	146.12	114.03	56.20	73.75
TI	4.90	4.60	5.26	4.69	4.84	3.72	4.20
P	0.39	0.46	0.47	0.61	0.35	0.43	0.48
QZ	-36.24	-35.43	-36.28	6.47	-43.84	-61.74	-52.10
T	-5.82	-33.78	-0.06	-28.95	-19.29	-32.64	-30.41

Fortsetzung von Tabelle A1

Gesteinsgruppe	P	P	P	D	D	D	D
Analysen-Nr.	57	58	59	60	61	62	63
Proben-Nr.	V 39	V 40	V 49	V 50	V 53	V 62	V 61
MAJOR ELEMENTS ANALYZED							
SiO2	49.06	41.22	39.34	47.02	42.56	37.99	40.00
TiO2	2.84	3.40	2.38	2.38	2.89	4.58	5.01
Al2O3	15.63	16.38	13.47	15.47	15.93	14.90	15.28
Fe2O3	4.38	3.70	4.12	2.88	3.15	1.66	2.36
MnO	0.12	0.19	0.12	0.18	0.14	0.13	0.08
MgO	1.97	6.33	4.27	7.92	5.83	5.13	6.92
CaO	8.70	5.46	14.53	5.92	7.02	13.30	6.14
Na2O	6.24	3.16	3.50	2.40	5.00	2.24	1.39
K2O	0.80	1.29	1.99	3.46	0.17	1.02	2.09
P2O5	0.45	0.70	0.42	0.45	0.43	0.87	0.66
H2O	2.16	5.76	3.01	4.16	5.19	3.48	5.78
CO2	6.11	1.07	10.31	1.56	5.18	5.29	5.10
FeO	1.29	11.45	2.66	5.67	6.14	8.33	8.33
TOTAL	99.75	100.11	100.12	99.47	99.63	98.92	99.14
TRACE ELEMENTS (ppm)							
Cr	-	-	-	198	318	75	116
Ni	-	-	-	82	120	54	-
Rb	20	19	31	74	8	20	54
Sr	388	229	444	1146	565	1377	1002
Nb	78	72	60	69	52	71	110
Y	34	22	24	27	19	19	25
Zr	235	247	186	279	194	284	331
CIPW - NORM							
Quartz	6.2	-	3.3	-	2.7	-	14.8
Corundum	4.0	4.3	4.2	1.8	8.2	0.3	13.9
Zircon	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1
Orthoclase	4.8	8.1	12.1	21.4	1.1	6.3	13.2
Albite	54.1	28.3	30.5	21.3	44.8	19.9	12.6
Anorthite	1.6	16.7	4.3	17.4	-	28.1	-
Hypersthene	5.0	13.8	11.0	21.0	10.7	15.7	24.0
-en. comp.	5.0	7.6	11.0	17.2	15.4	10.4	18.5
-fs. comp.	-	6.1	-	3.8	4.3	5.3	5.6
Olivine	-	12.0	-	3.0	-	3.3	-
-fo. comp.	-	6.4	-	2.4	-	2.1	-
-fa. comp.	-	5.7	-	0.6	-	1.2	-
Magnetite	-	5.7	2.1	4.4	4.8	2.5	3.7
Chromite	-	-	-	0.1	0.1	0.0	0.1
Hematite	4.5	-	2.8	-	-	-	-
Ilmenite	3.1	6.6	4.7	4.7	5.8	9.1	10.2
Rutile	1.3	-	-	-	-	-	-
Apatite	1.1	1.8	1.0	1.1	1.1	2.2	1.7
Calcite	14.2	2.6	24.1	3.7	12.5	12.6	12.4
TOTAL	100.07	100.09	100.06	100.12	100.90	100.12	100.65
RITTMAN VALUES							
Sigma	8.18	-11.13	-8.24	8.54	-60.75	-3.12	4.04
LaSig	0.91	1.57	0.36	0.93	1.07	1.13	0.91
Tau	3.31	3.89	4.19	5.49	3.78	2.76	2.77
LaTau	0.52	0.59	0.62	0.74	0.58	0.44	0.44
A AFM	49.03	17.28	33.78	26.37	25.71	17.77	16.62
F AFM	37.25	58.14	39.94	37.98	45.30	54.37	50.32
M AFM	13.72	24.58	26.28	35.64	28.99	27.86	33.05
NIGGLI - Values							
AL	29.85	24.16	20.67	24.13	25.38	21.31	24.67
ALK	21.26	9.73	12.14	12.00	13.40	6.35	7.34
FM	18.68	51.47	26.67	47.08	40.90	32.35	49.97
K	0.08	0.21	0.27	0.49	0.02	0.33	0.50
C	30.21	14.64	40.53	16.79	20.33	34.59	18.02
MG	0.71	0.46	0.63	0.66	0.57	0.50	0.57
SI	159.00	103.10	103.42	124.47	115.05	92.20	109.58
TI	6.72	6.40	4.66	4.74	5.87	8.36	10.32
P	0.62	0.74	0.46	0.50	0.49	0.89	0.77
QZ	24.04	-35.74	-46.13	-23.54	-38.54	-35.19	-19.79
T	21.69	0.31	22.00	-4.66	-9.35	-20.12	-0.70

Fortsetzung von Tabelle A1

Gesteinsgruppe	P	P	D	D	D	D	D
Analysen-Nr.	64	65	66	67	68	69	70
Proben-Nr.	V 63	V 65	V 55	V 56	V 60	V 47	V 52
MAJOR ELEMENTS ANALYZED							
SiO2	24.61	44.06	43.91	37.26	41.84	48.71	40.53
TiO2	2.22	2.46	2.63	3.53	2.22	2.31	3.19
Al2O3	14.35	13.51	14.57	13.52	13.39	13.41	14.05
Fe2O3	3.07	1.49	3.44	2.03	1.82	3.70	1.97
MnO	0.11	0.15	0.19	0.18	0.15	0.06	0.16
MgO	4.78	1.45	2.84	2.50	10.13	5.21	10.87
CaO	14.39	13.67	11.48	12.63	9.42	2.40	7.29
Na2O	1.10	5.07	3.59	3.10	1.77	6.04	2.64
K2O	0.39	0.20	0.80	1.31	0.59	0.38	0.09
P2O5	0.74	0.71	0.93	1.13	0.39	0.23	1.05
H2O	7.31	2.99	3.51	3.95	5.05	5.79	6.74
CO2	9.26	8.39	7.96	9.75	5.62	2.23	3.13
FeO	15.36	4.04	4.51	6.31	6.74	4.54	9.16
TOTAL	97.69	98.21	100.36	97.20	99.13	100.01	99.87
TRACE ELEMENTS (ppm)							
Cr	-	-	-	99	591	239	307
Ni	52	-	-	53	238	59	156
Rb	20	9	24	49	19	9	7
Sr	247	386	929	623	899	446	468
Nb	63	70	91	60	44	36	132
Y	21	25	28	28	18	16	27
Zr	218	229	305	197	184	150	318
CIPW - NORM							
Quartz	-	6.3	15.3	12.0	7.5	5.6	-
Corundum	10.2	1.3	7.8	10.0	7.1	10.0	4.1
Zircon	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1
Orthoclase	2.5	1.2	4.9	8.3	3.7	2.1	0.6
Albite	10.3	45.2	31.4	28.1	15.9	54.2	24.0
Anorthite	8.9	10.6	0.6	-	9.2	-	17.0
Hypersthene	20.2	6.3	8.8	11.4	34.6	15.4	20.0
-en. comp.	7.1	3.8	7.3	6.7	26.8	13.8	21.1
-fs. comp.	13.2	2.5	1.5	4.7	7.8	1.6	7.9
Olivine	13.1	-	-	-	-	-	7.9
-fo. comp.	4.3	-	-	-	-	-	5.6
-fa. comp.	8.8	-	-	-	-	-	2.3
Magnetite	4.9	2.2	5.1	3.2	2.8	5.7	3.1
Chromite	-			0.0	0.3	0.1	0.1
Hematite				-			
Ilmenite	4.7	4.7	5.2	7.2	4.5	4.7	6.5
Rutile	-			-			
Anatite	2.0	1.8	2.1	2.9	1.0	0.6	2.7
Calcite	23.3	20.0	18.7	20.8	13.6	5.4	5.2
TOTAL	100.09	100.09	100.12	106.96	100.18	104.00	100.18
RITTMAN VALUES							
Sigma	-0.12	26.40	21.18	-3.39	-4.80	7.22	-3.02
LaSig	1.57	1.42	1.33	1.07	1.13	0.86	1.57
Tau	5.97	3.42	4.17	2.95	5.23	5.35	3.58
LaTau	0.78	0.53	0.60	0.47	0.73	0.73	0.55
A AFM	6.08	43.11	29.22	28.97	11.33	33.82	11.06
F AFM	74.41	45.07	51.87	54.61	40.57	40.55	44.92
M AFM	19.51	11.82	18.90	16.42	48.20	26.63	44.02
NIGGLI - Values							
AL	18.22	29.49	25.01	22.60	18.96	33.75	19.06
ALK	2.83	14.93	11.62	10.99	5.03	18.75	6.02
FM	45.72	18.37	27.55	28.13	51.77	39.99	56.94
K	0.19	0.03	0.13	0.32	0.18	0.04	0.02
C	33.22	43.31	35.82	38.38	24.25	7.91	17.98
MG	0.34	0.35	0.45	0.39	0.70	0.60	0.65
SI	53.03	129.98	127.88	105.67	100.52	149.76	93.28
TI	3.60	5.46	5.76	7.53	4.01	5.34	5.52
P	0.67	0.89	1.15	1.36	0.40	0.30	1.02
QZ	-58.31	-29.75	-18.61	-37.90	-19.49	-10.63	30.81
T	-17.83	34.68	-23.44	-26.68	-10.32	6.70	4.94

Fortsetzung von Tabelle A1

Gesteinsgruppe	Tr	Tr	T-BS	T-BS	T-BS	T-BS	T-BS
Analysen-Nr.	71	72	73	74	75	76	77
Proben-Nr.	V 57a	V 57b	V 42	9	V 30	V 41	V 45
MAJOR ELEMENTS ANALYZED							
SiO2	64.13	55.32	50.30	50.09	48.36	49.42	48.73
TiO2	0.70	0.66	1.03	0.99	0.96	0.89	1.03
Al2O3	17.72	15.68	14.60	14.54	14.17	14.02	14.46
Fe2O3	0.54	0.89	3.59	3.01	1.38	2.67	3.40
MnO	-	0.05	0.17	0.14	0.20	0.14	0.17
MgO	0.46	2.36	7.24	7.08	10.89	9.55	8.68
CaO	0.19	4.46	9.74	11.26	5.63	11.15	9.31
Na2O	3.62	6.59	2.89	2.47	2.23	2.36	1.83
K2O	7.58	3.58	0.80	0.25	2.75	0.36	1.00
P2O5	0.08	0.11	0.13	0.11	0.12	0.12	0.13
H2O	1.95	1.15	2.46	1.74	4.65	2.37	4.46
CO2	0.46	5.80	0.25	1.57	0.26	0.23	0.18
FeO	0.20	1.52	6.69	6.11	8.31	6.36	6.45
TOTAL	97.63	98.17	99.89	99.36	99.81	99.64	99.83
TRACE ELEMENTS (ppm)							
Cr	-	-	160	178	338	423	336
Ni	-	-	64	75	152	159	108
Rb	96	41	24	9	63	14	27
Sr	54	186	175	131	138	153	230
Nb	171	148	6	8	8	7	9
Y	41	29	19	19	21	16	20
Zr	308	224	74	74	67	66	79
CIPW - NORM							
Quartz	15.1	6.0	0.9	5.2	-	-	2.3
Corundum	4.7	6.8	-	-	-		-
Zircon	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Orthoclase	46.8	21.8	4.9	1.5	17.1	2.2	6.2
Albite	32.0	57.5	25.1	21.4	19.8	20.5	16.2
Anorthite			25.1	23.5	21.6	27.3	29.7
Diopside			17.7	14.3	4.2	21.8	13.4
-wo. comp		-	9.3	7.4	2.2	11.4	7.0
-en. comp.			5.9	4.9	1.4	7.8	4.8
-fs. comp.			2.6	2.0	0.7	2.7	1.7
Hypersthene	1.2	7.1	18.1	19.6	12.3	19.3	24.2
-en. comp.	1.2	6.1	12.6	13.2	8.4	14.3	17.9
-fs. comp.	-	1.1	5.5	5.5	4.0	4.9	6.3
Olivine	-	-			20.0	3.2	
-fo. comp.	-	-			13.1	1.6	
-fa. comp.	-	-			6.8	0.6	
Magnetite	-	1.3	5.3	4.5	3.1	4.0	5.2
Chromite			0.1	0.1	0.2	0.2	0.1
Hematite	0.6	-	-	-	-	-	-
Ilmenite	0.4	1.3	2.0	1.9	1.9	1.7	2.1
Rutile	0.5	-	-	-	-	-	-
Apatite	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
Calcite	1.1	13.6	0.6	3.7	0.6	0.5	0.4
TOTAL	102.65	115.77	100.05	100.06	100.09	100.10	100.07
RITTMAN VALUES							
Sigma	5.94	8.40	1.87	1.04	4.71	1.15	1.40
LgSig	0.77	0.92	0.27	0.02	0.67	0.06	0.15
Tau	20.14	13.77	11.37	12.19	12.44	13.10	12.86
LgTau	1.30	1.14	1.06	1.09	1.09	1.12	1.09
A AFM	90.73	60.25	17.56	14.50	19.43	12.85	13.35
F AFM	5.54	15.91	47.99	47.76	38.07	42.05	45.60
M AFM	3.73	23.84	34.45	37.74	42.50	45.10	40.96
NIGGLI - Values							
AL	52.09	33.17	21.39	21.37	19.80	19.03	18.95
ALK	41.63	31.13	8.23	6.37	9.29	5.80	5.93
FM	5.26	18.55	44.44	42.18	56.61	47.64	43.59
K	0.58	0.26	0.15	0.06	0.45	0.09	0.26
C	1.02	17.15	25.94	30.08	14.30	27.52	24.53
MG	0.65	0.68	0.60	0.62	0.68	0.69	0.65
SI	319.93	198.58	125.02	124.91	114.43	113.86	119.83
TI	2.63	1.78	1.93	1.86	1.71	1.54	1.90
P	0.17	0.17	0.14	0.12	0.12	0.12	0.14
QZ	63.89	-35.94	-7.90	-0.57	-22.71	-9.34	-3.89
T	9.45	-15.11	-12.79	-15.09	-3.79	-14.29	-9.51

Fortsetzung von Tabelle A1

Gesteinsgruppe	T-BS	T-VP	T-VP	T-VP	T-VP	T-VP	D
Analysen-Nr.	78	79	80	81	82	83	84
Proben-Nr.	V 43	S 11	S 12	Goi 100	Vera 111	Vera 112	38/84
MAJOR ELEMENTS ANALYZED							
SiO2	51.23	61.16	51.01	51.06	44.50	35.83	45.60
TiO2	1.05	1.16	0.95	1.00	1.16	0.89	2.82
Al2O3	15.98	17.01	14.17	14.61	17.29	13.57	15.03
Fe2O3	2.99	2.68	1.41	2.59	5.08	3.37	2.34
MnO	0.17	-	0.18	0.20	0.03	0.08	0.09
MgO	7.42	1.30	8.25	7.86	3.15	2.13	5.64
CaO	6.69	0.27	11.79	10.10	8.72	17.16	6.36
Na2O	4.49	-	1.68	2.05	4.65	3.67	3.74
K2O	0.33	13.39	0.40	1.70	0.87	0.75	0.23
P2O5	0.13	0.13	0.11	0.11	0.13	0.11	0.43
H2O	3.33	0.94	0.82	2.49	3.08	3.71	4.55
CO2	0.11	0.18	-	0.54	5.66	12.64	4.92
FeO	6.45	0.84	8.51	7.35	5.34	6.22	7.79
TOTAL	100.37	99.06	99.28	101.66	99.66	100.13	99.54
TRACE ELEMENTS (ppm)							
Cr	174	230	290	230	249	189	171
Ni	70	23	105	91	56	76	73
Rb	12	95	16	40	38	29	17
Sr	306	108	160	287	294	304	581
Nb	7	7	7	8	8	8	58
Y	22	24	17	19	17	17	13
Zr	91	82	66	96	95	91	193
CIPW - NORM							
Quartz	0.0	8.4	2.5	0.9	5.0	3.3	12.6
Corundum	2.0	2.8	-	-	6.5	5.3	10.0
Zircon	39.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Orthoclase	23.2	80.6	2.4	10.1	5.3	4.6	1.4
Albite	7.6	-	14.4	17.5	40.7	32.2	33.3
Anorthite	3.9	-	30.4	25.9	6.9	4.7	-
Diopside	2.6	-	23.0	16.6	-	-	-
-wo. comp	1.1	-	11.8	8.6	-	-	-
-en. comp.	14.2	-	6.9	5.3	-	-	-
-fs. comp.	10.0	-	4.4	2.7	-	-	-
Hypersthene	4.3	3.3	23.0	21.8	11.9	13.0	23.0
-en. comp.	6.7	3.3	14.0	14.4	8.1	5.5	14.0
-fs. comp.	4.6	-	9.0	7.4	3.8	7.5	8.2
Magnetite	2.2	-	2.1	3.8	7.6	5.1	3.6
Chromite	4.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Hematite	0.1	2.7	-	-	-	-	-
Ilmenite	2.1	1.7	1.8	1.9	2.3	1.8	5.6
Rutile	-	0.3	-	-	-	-	-
Apatite	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	1.1
Calcite	0.3	0.4	-	1.2	13.3	29.8	11.8
TOTAL	100.06	100.73	100.08	100.07	100.07	100.06	102.58
RITTMAN VALUES							
Sigma	2.82	9.87	0.54	1.74	20.31	-2.72	6.06
LaSig	0.45	0.99	-0.27	0.24	1.31	0.15	0.78
Tau	10.94	14.66	13.15	12.56	10.90	11.12	4.00
LaTau	1.04	1.17	1.12	1.10	1.04	1.05	0.60
A AEM	22.36	74.64	10.25	17.45	29.67	27.83	20.26
F AEM	43.21	18.11	49.09	45.98	53.40	58.75	50.96
M AEM	34.43	7.25	40.66	36.57	16.93	13.41	28.78
NIGGLI - Values							
AL	24.22	44.55	19.43	20.74	28.55	19.93	25.07
ALK	11.74	37.96	4.38	7.40	14.18	10.06	10.68
FM	45.60	16.21	46.78	45.79	31.09	24.20	44.96
K	0.05	1.00	0.14	0.35	0.11	0.12	0.04
C	18.44	1.29	29.40	26.07	26.18	45.81	19.29
MG	0.62	0.53	0.61	0.62	0.42	0.33	0.53
SI	131.79	271.81	118.72	123.00	124.68	89.28	129.09
TI	2.03	3.88	1.66	1.81	2.44	1.67	6.00
P	0.14	0.24	0.11	0.11	0.15	0.12	0.52
QZ	-15.17	26.58	1.18	-6.60	-32.06	-50.95	-13.63
T	-5.95	5.31	-14.35	-12.73	-11.81	-35.95	-4.90

Fortsetzung von Tabelle A1

Gesteinsgruppe	D	D	D	P	T-BS	T-BS	T-VP
Analysen-Nr.	85	86	87	88	89	90	91
Proben-Nr.	40/84	41/84	42/84	29/84	33/84	4/4b	46/84
MAJOR ELEMENTS ANALYZED							
SiO2	37.72	38.85	41.30	39.71	40.87	26.57	28.11
TiO2	3.12	3.16	3.12	2.74	1.10	0.89	1.02
Al2O3	15.40	12.15	15.32	14.55	14.77	10.00	8.11
Fe2O3	0.91	0.97	1.02	7.37	1.39	1.52	9.45
MnO	0.13	0.15	0.13	0.18		0.10	0.10
MgO	4.84	8.49	6.44	6.07	16.41	11.39	2.23
CaO	10.62	9.45	8.59	10.60	4.61	16.26	13.47
Na2O	0.95	0.56	2.21	4.02	1.17	1.00	
K2O	1.27	0.64	0.48	0.45			6.63
P2O5	0.44	0.47	0.89	0.54	0.07	0.13	0.39
H2O	4.42	3.26	5.54	4.26	6.24	6.27	5.58
CO2	10.96	9.58	4.87	6.25	2.54	12.40	14.53
FeO	8.49	10.25	9.12	3.53	9.28	8.88	2.72
TOTAL	99.27	98.18	98.76	100.36	99.03	99.45	98.24
TRACE ELEMENTS (ppm)							
Cr	101	264	144	264	255	211	79
Ni		138	90	154	89	143	
Rb	84	20	39	21		-	47
Sr	889	703	974	957	154	374	661
Nb	59	42	60	56	4	8	57
Y	32	21	26	18	17	11	
Zr	226	173	224	214	84	94	174
CIPW - NORM							
Quartz	25.3	23.5	10.0	1.3	0.5		1.2
Corundum	20.7	18.1	9.5	3.9	11.4	10.0	11.3
Zircon	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Orthoclase	7.9	4.0	3.0	2.8	-		42.1
Albite	8.5	5.0	20.0	35.4	10.7	1.4	
Anorthite			6.5	10.4	6.7	1.7	
Diopside	-			-			
-wo. comp							
-en. comp.							
-fs. comp.							
Hypersthene	23.1	36.0	21.0	15.7	59.6	1.9	9.3
-en. comp.	12.7	22.3	12.2	15.7	44.1	1.9	5.5
-fs. comp.	10.4	13.7	11.8		15.2	0.0	
Olivine	-		-			22.1	
-fo. comp.	-					15.3	
-fa. comp.	-	-	-	-	-	6.8	
Magnetite	1.4	1.5	1.6	4.1	2.2	1.4	
Chromite	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1
Hematite				4.0			10.1
Ilmenite	6.2	6.3	6.3	5.4	2.3	1.0	2.1
Rutile	-						
Apatite	1.1	1.2	2.3	1.3	0.2	0.3	1.0
Calcite	26.3	23.4	11.9	14.8	6.2	30.8	2.1
TOTAL	120.61	119.09	100.13	100.13	100.07	107.27	121.4
RITTMAN VALUES							
Sigma	0.92	0.35	4.26	0.07	-0.04	-0.20	0.17
La/Sig	1.13	0.96	1.[illegible]	0.77	0.45	0.[illegible]	-0.[illegible]
Tau	4.63	3.67	4.17	3.94	10.36	1[illegible].[illegible]	[illegible].[illegible]
La/Tau	0.[illegible]	0.[illegible]	0.[illegible]	0.58	1.08	1.00	[illegible].[illegible]
A AFM	13.41	5.72	13.91	21.41	4.15	5.[illegible]	2[illegible].[illegible]
F AFM	57.82	54.[illegible]	52.[illegible]	40.50	37.[illegible]	43.[illegible]	3[illegible].[illegible]
M AFM	29.03	40.50	33.30	29.07	58.47	46.10	5[illegible].[illegible]
NIGGLI Values							
AL	24.66	17.32	23.3[illegible]	21.91	18.28	14.[illegible]	11.[illegible]
ALK	4.68	2.88	6.89	10.60	2.38	2.[illegible]	1[illegible].[illegible]
FM	39.[illegible]	54.[illegible]	46.2[illegible]	36.14	68.[illegible]	48.[illegible]	4[illegible].[illegible]
K	0.4[illegible]	0.43	0.[illegible]	0.[illegible]	0.[illegible]	0.[illegible]	[illegible].[illegible]
C	30.79	25.[illegible]	12.9[illegible]	20.[illegible]	10.[illegible]	58.[illegible]	34.[illegible]
MG	0.49	0.[illegible]	0.[illegible]	0.[illegible]	0.[illegible]	0.[illegible]	[illegible].[illegible]
SI	102.07	9[illegible].[illegible]	10[illegible].[illegible]	[illegible][illegible].[illegible]	[illegible][illegible].[illegible]	[illegible][illegible].[illegible]	[illegible][illegible].[illegible]
TI	6.35	5.[illegible]	6.11	5.[illegible]	1.[illegible]	1.[illegible]	[illegible].[illegible]
P	0.50	0.50	0.[illegible]	0.[illegible]	0.[illegible]	[illegible].[illegible]	[illegible].[illegible]
Q'	-16.66	12.[illegible]	[illegible].[illegible]	41.[illegible]	[illegible].[illegible]	[illegible].[illegible]	[illegible].[illegible]
T	-10.92	[illegible].[illegible]	[illegible].[illegible]	-1[illegible].[illegible]	[illegible].[illegible]	[illegible].[illegible]	[illegible].[illegible]

Fortsetzung von Tabelle A1

Gesteinsgruppe	Tr	T-BS
Analysen-Nr.	92	93
Proben-Nr.	4/41	7/84
MAJOR ELEMENTS ANALYZED		
SiO2	63.16	49.79
TiO2	0.39	0.94
Al2O3	14.66	14.25
Fe2O3	1.43	2.15
MnO	0.11	0.18
MgO	1.35	9.83
CaO	5.73	6.43
Na2O	8.53	2.51
K2O	0.16	3.31
P2O5	0.10	0.10
H2O	0.72	3.88
CO2	2.19	-
FeO	1.87	6.56
TOTAL	100.40	99.93
TRACE ELEMENTS (ppm)		
Cr	-	342
Ni	-	137
Rb	7	83
Sr	299	150
Nb	161	5
Y	30	24
Zr	376	79
CIPW - NORM		
Quartz	6.8	-
Corundum	-	-
Zircon	0.1	0.0
Orthoclase	0.9	20.4
Albite	72.4	22.1
Anorthite	1.2	18.6
Diopside	10.3	11.2
-wo. comp	5.3	5.8
-en. comp.	3.3	3.9
-fs. comp.	1.8	1.4
Hypersthene	0.2	4.1
-en. comp.	0.1	3.0
-fs. comp.	0.1	1.1
Olivine	-	18.2
-fo. comp.	-	13.9
-fa. comp.	-	5.2
Magnetite	2.1	3.2
Chromite	-	0.2
Ilmenite	0.7	1.9
Apatite	0.2	0.2
Calcite	5.0	-
TOTAL	100.06	100.09
RITTMAN VALUES		
Sigma	3.75	4.99
LgSig	0.57	0.70
Tau	15.72	12.49
LgTau	1.20	1.10
A AEM	65.30	33.93
F AEM	24.56	35.66
M AEM	10.14	40.41
NIGGLI - Values		
AL	31.58	20.52
ALK	30.60	11.10
FM	15.38	51.55
K	0.01	0.46
C	22.44	16.83
MG	0.48	0.69
SI	230.07	121.64
TI	1.07	1.73
P	0.15	0.10
QZ	8.47	22.22
T	-21.46	2.42

Tabelle A1a:

Analysen von Chert-Lagen (ohne Normberechnungen)

Proben-Nr.	4/22	4/28
SiO_2	81,36	79,75
TiO_2	0,29	0,29
Al_2O_3	7,92	8,38
Fe_2O_3	0,77	0,18
MnO	0,03	0,06
MgO	1,51	1,71
CaO	1,20	0,50
Na_2O	0,36	0,63
K_2O	3,03	2,66
P_2O_5	0,74	0,04
H_2O	1,18	1,97
CO_2	0,71	0,41
FeO	1,36	2,94
TOTAL	100,50	99,56
Cr	--	--
Ni	--	--
Rb	142	117
Sr	45	63
Y	34	37
Zr	50	176
Nb	11	63

Tabelle A2: Elementquotienten und berechnete Faktoren

Analysen-Nr.	1	2	3	4	5	6
Fe_2O_3/FeO	0,277	0,506	0,587	0,426	0,243	0,070
K/Rb	189	115	--	178	172	174
Zr/P_2O_5	0,066	0,052	0,017	0,028	0,026	0,026
Zr/TiO_2	0,0149	0,0141	0,0049	0,0058	0,0042	0,0094
Y/Nb	0,256	0,195	0,357	0,550	0,393	0,380
Nb/Y	3,912	5,129	2,800	1,818	2,542	2,629
Zr/Y	10,029	11,484	12,350	12,364	8,042	7,886
$\frac{Ti}{100}/Zr/3Y$ (%)	25/58/17	25/59/16	48/42/10	45/44/11	51/36/13	32/49/19
$TiO_2/K_2O/P_2O_5$ (%)	39/53/8	53/32/15	78/ 0/22	65/21/14	72/17/11	55/25/20
$2Nb/\frac{Zr}{4}/Y$ (%)	69/22/9	73/20/7	58/32/10	47/40/13	63/25/12	64/24/12
F_1	0,342	0,265	0,048	0,049	0,203	0,260
F_2	-1,225	-1,353	-1,585	-1,426	-1,383	-1,331

Analysen-Nr.	7	8	9	10	11	12
Fe_2O_3/FeO	0,175	0,213	0,117	0,339	0,212	0,382
K/Rb	93	--	64	171	142	138
Zr/P_2O_5	0,086	0,019	0,029	0,045	0,058	0,049
Zr/TiO_2	0,0233	0,0126	0,0052	0,0062	0,0120	0,0087
Y/Nb	0,164	0,544	0,458	0,356	0,731	0,462
Nb/Y	6,083	1,839	2,182	2,810	1,368	2,167
Zr/Y	13,583	6,677	8,545	11,095	13,421	9,278
$\frac{Ti}{100}/Zr/3Y$ (%)	17/68/15	25/52/23	46/40/14	43/45/12	29/58/13	34/50/16
$TiO_2/K_2O/P_2O_5$ (%)	68/14/18	60/ 0/40	75/12/13	82/ 7/11	65/22/13	59/31/10
$2Nb/\frac{Zr}{4}/Y$ (%)	73/21/6	58/26/16	58/29/13	60/30/10	39/47/14	57/30/13
F_1	0,406	0,136	0,083	0,144	0,219	0,257
F_2	-1,458	-1,358	-1,311	-1,534	-1,511	-1,500

Analysen-Nr.	13	14	15	16	17	18
Fe_2O_3/FeO	0,519	0,411	3,538	2,637	2,583	0,327
K/Rb	165	160	183	194	227	111
Zr/P_2O_5	0,084	0,053	0,025	0,024	0,027	0,055
Zr/TiO_2	0,0134	0,0140	0,0097	0,0092	0,0071	0,0102
Y/Nb	0,370	0,576	0,354	0,333	0,400	0,600
Nb/Y	2,700	1,737	2,826	3,000	2,500	1,667
Zr/Y	16,300	16,000	10,174	10,160	9,182	14,400
$\frac{Ti}{100}/Zr/3Y$ (%)	27/61/12	26/62/12	32/52/16	33/52/15	39/46/15	33/56/11
$TiO_2/K_2O/P_2O_5$ (%)	57/34/9	56/29/15	56/23/21	57/28/15	57/28/15	77/ 9/14
$2Nb/\frac{Zr}{4}/Y$ (%)	51/39/9	40/48/12	61/28/11	63/27/10	60/28/12	42/45/13
F_1	0,234	0,251	0,059	0,103	0,115	0,181
F_2	-1,421	-1,474	-1,385	-1,386	-1,381	-1,570

Analysen-Nr.	19	20	21	22	23	24
Fe_2O_3/FeO	0,214	0,186	0,185	0,179	0,707	0,157
K/Rb	168	261	248	518	464	52
Zr/P_2O_5	0,017	0,050	0,040	0,034	0,055	0,068
Zr/TiO_2	0,0061	0,0076	0,0070	0,0084	0,0185	0,0103
Y/Nb	0,473	0,571	0,429	0,405	0,265	0,442
Nb/Y	2,115	1,750	2,333	2,469	3,767	2,263
Zr/Y	9,385	6,875	7,958	8,250	9,767	11,526
$\frac{Ti}{100}/Zr/3Y$ (%)	42/44/14	36/45/19	38/45/17	34/48/18	20/61/19	32/54/14
$TiO_2/K_2O/P_2O_5$ (%)	61/17/22	38/56/8	50/41/9	28/65/7	46/39/15	76/13/11
$2Nb/\frac{Zr}{4}/Y$ (%)	56/31/13	56/28/16	61/26/13	62/26/12	69/22/9	54/34/12
F_1	0,082	0,279	0,175	(0,317)	0,463	0,051
F_2	-1,427	-1,217	-1,290	(-0,773)	-1,445	-1,323

Fortsetzung von Tabelle A2

Analysen-Nr.	25	26	27	28	29	30
Fe_2O_3/FeO	0,255	0,333	0,583	0,332	0,695	0,578
K/Rb	286	448	195	244	246	261
Zr/P_2O_5	0,039	0,035	0,048	0,034	0,048	0,065
Zr/TiO_2	0,0081	0,0104	0,0073	0,0065	0,0070	0,0198
Y/Nb	0,337	0,388	0,551	0,383	0,404	0,273
Nb/Y	2,966	2,581	1,815	2,611	2,474	3,663
Zr/Y	9,586	7,645	7,000	8,278	12,211	11,211
$\frac{Ti}{100}/Zr/3Y$ (%)	36/49/15	29/51/20	36/45/19	40/44/16	41/47/12	19/64/17
$TiO_2/K_2O/P_2O_5$ (%)	52/37/11	27/65/8	37/57/6	44/47/9	59/33/8	32/58/10
$2Nb/\frac{Zr}{4}/Y$ (%)	63/26/11	64/24/12	57/27/16	63/25/12	55/34/11	66/25/9
F_1	0,246	(0,317)	(0,300)	0,330	0,133	0,398
F_2	-1,329	(-0,959)	(-1,144)	-1,264	-1,352	-1,205

Analysen-Nr.	31	32	33	34	35	36
Fe_2O_3/FeO	0,356	0,213	1,207	4,440	0,583	0,299
K/Rb	112	123	202	168	201	154
Zr/P_2O_5	0,075	0,020	0,022	0,048	0,022	0,089
Zr/TiO_2	0,0149	0,0067	0,0067	0,0081	0,0067	0,0101
Y/Nb	0,568	0,372	0,481	0,405	0,410	0,577
Nb/Y	1,761	2,688	2,080	2,471	2,440	1,733
Zr/Y	13,800	7,313	7,520	10,765	8,480	10,733
$\frac{Ti}{100}/Zr/3Y$ (%)	25/61/14	39/43/18	39/44/17	36/49/15	40/44/16	32/53/15
$TiO_2/K_2O/P_2O_5$ (%)	50/40/10	55/26/19	59/23/18	66/23/11	67/12/21	58/36/6
$2Nb/\frac{Zr}{4}/Y$ (%)	45/42/13	66/22/12	59/27/14	57/31/12	61/26/13	48/38/14
F_1	0,278	(-0,199)	0,006	0,075	0,112	0,297
F_2	-1,397	(-1,297)	-1,356	-1,376	-1,521	-1,492

Analysen-Nr.	37	38	39	40	41	42
Fe_2O_3/FeO	0,416	0,344	0,336	0,603	0,256	0,467
K/Rb	--	--	229	257	172	168
Zr/P_2O_5	0,028	0,030	0,030	0,034	0,032	0,035
Zr/TiO_2	0,0053	0,0048	0,0123	0,0105	0,0068	0,0081
Y/Nb	0,317	0,449	0,432	0,373	0,358	0,377
Nb/Y	3,158	2,227	2,316	2,677	2,792	2,654
Zr/Y	10,000	8,182	7,921	8,806	8,083	8,423
$\frac{Ti}{100}/Zr/3Y$ (%)	46/41/13	48/38/14	26/54/20	30/52/18	39/44/17	35/48/17
$TiO_2/K_2O/P_2O_5$ (%)	84/ 0/16	86/ 0/14	38/47/15	51/33/16	59/28/13	63/23/14
$2Nb/\frac{Zr}{4}/Y$ (%)	64/26/10	59/27/14	61/26/13	62/26/12	65/23/12	63/25/12
F_1	0,217	0,105	0,345	0,321	0,164	0,223
F_2	-1,509	-1,480	-1,263	-1,428	-1,436	-1,416

Analysen-Nr.	43	44	45	46	47	48
Fe_2O_3/FeO	0,145	1,177	1,425	0,341	1,489	0,502
K/Rb	172	216	214	117	157	--
Zr/P_2O_5	0,034	0,029	0,029	0,040	0,073	0,045
Zr/TiO_2	0,0085	0,0057	0,0090	0,0103	0,0180	0,0075
Y/Nb	0,368	0,370	0,245	0,333	0,299	0,250
Nb/Y	2,720	2,704	4,082	3,000	3,346	4,000
Zr/Y	8,760	7,926	10,417	10,750	15,115	13,500
$\frac{Ti}{100}/Zr/3Y$ (%)	34/49/17	43/41/16	34/51/15	31/54/15	22/65/13	40/49/11
$TiO_2/K_2O/P_2O_5$ (%)	59/26/15	62/26/12	60/21/19	70/12/18	43/46/11	86/ 0/14
$2Nb/\frac{Zr}{4}/Y$ (%)	63/25/12	64/24/12	69/22/9	62/28/10	58/33/9	65/27/8
F_1	0,217	0,072	0,119	0,242	0,206	0,175
F_2	-1,343	-1,371	-1,410	-1,506	-1,261	-1,511

Fortsetzung von Tabelle A2

Analysen-Nr.	49	50	51	52	53	54
Fe_2O_3/FeO	0,650	0,420	2,560	1,094	0,387	7,074
K/Rb	109	278	226	320	148	161
Zr/P_2O_5	0,021	0,049	0,037	0,043	0,021	0,052
Zr/TiO_2	0,0051	0,0069	0,0065	0,0069	0,0050	0,0067
Y/Nb	0,516	0,511	0,500	0,313	0,528	0,435
Nb/Y	1,938	1,957	2,000	3,200	1,895	2,300
Zr/Y	5,750	7,261	6,095	9,250	5,368	7,850
$\frac{Ti}{100}/Zr/3Y$ (%)	44/37/19	38/44/18	39/41/20	40/45/15	44/36/20	39/44/17
$TiO_2/K_2O/P_2O_5$ (%)	66/18/16	44/50/6	68/20/12	58/33/9	72/11/17	58/35/7
$2Nb/\frac{Zr}{4}/Y$ (%)	61/23/16	58/27/15	61/24/15	66/24/10	62/22/16	61/26/13
F_1	0,176	0,285	0,163	0,269	0,194	0,183
F_2	-1,419	-1,292	-1,455	-1,407	-1,393	-1,373

Analysen-Nr.	55	56	57	58	59	60
Fe_2O_3/FeO	0,004	0,192	3,392	0,324	1,549	0,508
K/Rb	134	113	166	282	266	194
Zr/P_2O_5	0,032	0,032	0,052	0,035	0,044	0,062
Zr/TiO_2	0,0065	0,0061	0,0083	0,0073	0,0078	0,0127
Y/Nb	0,500	0,520	0,436	0,306	0,400	0,391
Nb/Y	2,000	1,923	2,294	3,268	2,500	2,556
Zr/Y	6,000	5,423	6,912	11,227	7,750	10,333
$\frac{Ti}{100}/Zr/3Y$ (%)	38/41/21	39/39/22	34/46/20	39/48/13	36/46/18	28/56/16
$TiO_2/K_2O/P_2O_5$ (%)	60/28/12	60/29/11	70/19/11	63/24/13	50/41/9	38/55/7
$2Nb/\frac{Zr}{4}/Y$ (%)	62/23/15	62/22/16	63/23/14	63/27/10	63/24/13	59/30/11
F_1	(-0,022)	(-0,040)	0,185	0,236	0,075	0,310
F_2	(-1,206)	(-1,219)	-1,449	-1,391	-1,275	-1,204

Analysen-Nr.	61	62	63	64	65	66
Fe_2O_3/FeO	0,513	0,090	0,283	0,200	0,369	0,763
K/Rb	88	212	161	81	92	138
Zr/P_2O_5	0,045	0,033	0,050	0,029	0,032	0,033
Zr/TiO_2	0,0067	0,0062	0,0066	0,0098	0,0093	0,0116
Y/Nb	0,365	0,268	0,227	0,333	0,357	0,308
Nb/Y	2,737	3,737	4,400	3,000	2,800	3,250
Zr/Y	10,211	14,947	13,240	10,381	9,160	10,893
$\frac{Ti}{100}/Zr/3Y$ (%)	41/46/13	45/46/9	42/47/11	32/53/15	32/51/17	29/56/15
$TiO_2/K_2O/P_2O_5$ (%)	83/ 5/12	71/16/13	65/27/8	66/12/22	73/ 6/21	60/19/21
$2Nb/\frac{Zr}{4}/Y$ (%)	61/28/11	61/31/8	67/25/8	63/27/10	63/26/11	64/26/10
F_1	0,191	(-0,030)	0,074	0,003	0,098	0,162
F_2	-1,492	(-1,377)	-1,216	-1,278	-1,426	-1,356

Analysen-Nr.	67	68	69	70	71	72
Fe_2O_3/FeO	0,322	0,270	0,815	0,215	2,700	0,586
K/Rb	111	129	175	53	328	362
Zr/P_2O_5	0,017	0,047	0,065	0,033	0,385	0,204
Zr/TiO_2	0,0056	0,0083	0,0065	0,0109	0,0440	0,0339
Y/Nb	0,467	0,409	0,444	0,205	0,240	0,196
Nb/Y	2,143	2,444	2,250	4,889	4,171	5,103
Zr/Y	7,036	10,222	9,375	12,889	7,512	7,724
$\frac{Ti}{100}/Zr/3Y$ (%)	43/40/17	36/50/14	41/45/14	31/56/13	9/65/26	11/64/25
$TiO_2/K_2O/P_2O_5$ (%)	59/22/19	69/19/12	79/13/8	74/ 2/24	8/91/1	15/82/3
$2Nb/\frac{Zr}{4}/Y$ (%)	61/25/14	58/30/12	57/30/13	70/23/7	74/17/9	77/15/8
F_1	0,018	0,215	0,358	0,170	(0,631)	(0,440)
F_2	-1,233	-1,421	-1,499	-1,525	(-0,735)	(-1,191)

Fortsetzung von Tabelle A2

Analysen-Nr.	73	74	75	76	77	78
Fe_2O_3/FeO	0,537	0,493	0,166	0,420	0,527	0,464
K/Rb	138	115	181	107	154	114
Zr/P_2O_5	0,057	0,067	0,056	0,055	0,061	0,070
Zr/TiO_2	0,0072	0,0075	0,0070	0,0074	0,0077	0,0087
Y/Nb	3,167	2,375	2,625	2,286	2,222	3,143
Nb/Y	0,316	0,421	0,381	0,438	0,450	0,318
Zr/Y	3,895	3,895	3,350	4,125	3,950	4,136
$\frac{Ti}{100}/Zr/3Y$ (%)	32/38/30	31/40/29	31/36/33	32/39/29	31/39/30	29/41/30
$TiO_2/K_2O/P_2O_5$ (%)	52/41/7	73/19/8	25/72/3	65/26/9	48/46/6	69/22/9
$2Nb/\frac{Zr}{4}/Y$ (%)	24/37/39	30/35/35	30/31/39	30/36/34	31/34/35	24/39/37
F_1	0,388	0,366	0,429	0,361	0,389	0,421
F_2	-1,507	-1,531	-1,322	-1,572	-1,448	-1,579

Analysen-Nr.	79	80	81	82	83	84
Fe_2O_3/FeO	3,190	0,166	0,352	0,951	0,542	0,300
K/Rb	585	104	176	95	107	56
Zr/P_2O_5	0,063	0,060	0,087	0,073	0,083	0,045
Zr/TiO_2	0,0071	0,0069	0,0096	0,0082	0,0102	0,0068
Y/Nb	3,429	2,429	2,375	2,123	2,123	0,224
Nb/Y	0,292	0,412	0,421	0,471	0,471	4,462
Zr/Y	3,417	3,882	5,053	5,588	5,353	14,846
$\frac{Ti}{100}/Zr/3Y$ (%)	31/37/32	33/38/29	28/45/27	32/44/24	27/47/26	42/48/10
$TiO_2/K_2O/P_2O_5$ (%)	8/91/1	65/27/8	36/60/4	54/40/6	54/40/6	81/ 7/12
$2Nb/\frac{Zr}{4}/Y$ (%)	24/35/41	29/35/35	27/41/32	28/42/30	29/41/30	65/27/8
F_1	(0,630)	0,383	0,401	0,348	0,146	0,250
F_2	(-0,171)	-1,549	-1,434	-1,404	-1,322	-1,449

Analysen-Nr.	85	86	87	88	89	90
Fe_2O_3/FeO	0,107	0,095	0,111	2,008	0,150	0,171
K/Rb	63	44	52	89	--	--
Zr/P_2O_5	0,051	0,037	0,025	0,040	0,093	0,065
Zr/TiO_2	0,0072	0,0055	0,0072	0,0078	0,0076	0,0085
Y/Nb	0,542	0,500	0,433	0,321	4,250	1,375
Nb/Y	1,844	2,000	2,308	3,111	0,235	0,727
Zr/Y	7,063	8,238	8,615	11,889	4,941	7,636
$\frac{Ti}{100}/Zr/3Y$ (%)	37/44/19	44/41/15	38/46/16	38/49/13	33/42/25	33/48/19
$TiO_2/K_2O/P_2O_5$ (%)	65/26/9	74/15/11	70/11/20	73/12/14	92/ 0/8	88/ 0/12
$2Nb/\frac{Zr}{4}/Y$ (%)	57/27/16	57/29/14	59/28/13	61/29/10	17/46/37	33/44/23
F_1	0,140	0,144	0,183	0,135	0,390	0,083
F_2	-1,202	-1,315	-1,382	-1,597	-1,543	-1,448

Analysen-Nr.	91	92	93
Fe_2O_3/FeO	11,987	0,765	0,328
K/Rb	572		166
Zr/P_2O_5	0,045	0,376	0,079
Zr/TiO_2	0,0131	0,0964	0,0084
Y/Nb	0,882	0,186	4,800
Nb/Y	1,133	5,367	0,208
Zr/Y	8,933	2,335	3,292
$\frac{Ti}{100}/Zr/3Y$ (%)	25/56/19	5/77/18	27/38/35
$TiO_2/K_2O/P_2O_5$ (%)	13/83/4	60/25/15	22/76/2
$2Nb/\frac{Zr}{4}/Y$ (%)	41/41/18	72/21/7	17/37/45
F_1	(0,116)	0,482	0,423
F_2	(-0,720)	-1,621	-1,285

Tab. A3: Durchschnittsgehalte

a: Vergleich der Durchschnittsgehalte der untersuchten Proben mit Werten aus der Literatur

b: Vergleich der Durchschnittsgehalte verschiedener Gruppen der untersuchten Proben

a	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
SiO_2	42,87	47,24	47,2	47,41	51,1	49,34	49,21
TiO_2	2,69	1,01	2,4	2,87	1,6	1,49	1,39
Al_2O_3	15,01	14,40	15,8	18,02	16,2	17,04	15,81
Fe_2O_3	2,83	3,23	3,2	4,17	3,1	1,99	2,21
FeO	6,43	6,09	8,0	5,80	7,6	6,82	7,19
MnO	0,15	0,12	0,16	0,16	0,17	0,17	0,16
MgO	5,69	7,80	7,0	4,79	6,2	7,19	8,53
CaO	9,46	9,02	10,1	8,65	9,9	11,72	11,14
Na_2O	3,31	2,29	3,2	3,99	2,5	2,73	2,71
K_2O	1,66	3,50	1,4	1,66	0,7	0,16	0,26
P_2O_5	0,62	0,13	0,48	0,92	0,22	0,16	0,15
H_2O	4,04	3,37	1,0	1,40	0,7	1,27	n.b.
Cr	227	241	187	67	162	297	296
Ni	95	93	101	51	85	97	123
Rb	31	44	51	33	30	<10	1,1
Sr	701	233	700	815	400	130	123
Y	24	19	30	54	32	43	43
Zr	228	84	125	333	100	95	100
Nb	67	8	n.b.	72	n.b.	<30	2,5

(1) sämtliche Kreide-Vulkanite
(2) sämtliche Trias-Ophite
(3) Alkali-Basalte nach MANSON (1968) (Hauptelemente) und PRINZ (1968) (Spurenelemente)
(4) Alkali-Basalte nach ENGEL et al. (1965)
(5) Tholeiite nach MANSON (1968) (Hauptelemente) und PRINZ (1968)(Spurenelemente)
(6) Ozeanische Tholeiite nach ENGEL et al. (1965)
(7) Mittelozeanischer Rücken-Basalt nach ERLANK & REID (1974)

n.b. = nicht bestimmt

b	(a)	(b)	(c)	(d)	(e)	(f)
SiO_2	43,63	39,06	60,09	42,87	46,14	45,86
TiO_2	2,89	2,47	0,83	2,69	1,00	1,01
Al_2O_3	15,35	14,05	16,07	15,01	14,42	14,31
Fe_2O_3	2,62	3,49	1,33	2,83	2,46	3,12
FeO	7,13	5,49	1,77	6,43	7,24	6,28
MnO	0,15	0,16	0,08	0,15	0,14	0,12
MgO	6,57	4,15	2,31	5,69	9,84	8,04
CaO	8,27	13,02	3,22	9,46	9,01	9,50
Na_2O	3,07	3,59	6,06	3,31	2,42	2,26
K_2O	1,58	1,12	3,17	1,55	2,76	3,27
P_2O_5	0,62	0,68	0,48	0,62	0,12	0,13
H_2O	4,28	3,77	1,93	4,04	3,99	3,56
CO_2	3,59	8,06	2,19	4,87	1,95	3,42
Cr	209	275	--	227	258	239
Ni	98	93	19	95	111	96
Rb	37	31	39	31	39	41
Sr	834	469	240	701	209	244
Y	24	24	32	24	19	18
Zr	240	196	300	228	78	84
Nb	65	60	148	67	8	8

(a) Dolerite und feinkörnige Basalte
(b) Pillowbasalte
(c) Trachytische Basalte
(d) sämtliche Kreide-Vulkanite

▶ Kreide Vulkanite

(e) Trias-Ophite des Biscaya-Synklinoriums
(f) sämtliche Trias-Ophite

▶ Trias-Ophite

Tab. A4: Übersicht über die wichtigsten Diskriminierungs-Diagramme

Autor	Diagramm	Anwendungs-bereich	Unterscheidungsmöglichkeiten
FLOYD & WINCHESTER (1975)	TiO_2-Zr TiO_2-Y/Nb P_2O_5-Zr TiO_2-Zr/P_2O_5	Basalte	continental alkali basalt (CAB) oceanic alkali basalt (OAB) continental tholeiitic basalt (CTB) oceanic tholeiitic basalt (OTB)
GLASSLEY (1974)	FeO*/MgO-TiO_2	Basalte	island arc tholeiite (IAT), mid-ocean ridge basalt (MORB), oceanic island basalt (OIB)
MIYASHIRO & SHIDO (1975)	FeO*-FeO*/MgO TiO_2-FeO*/MgO V-FeO*/MgO Cr-FeO*/MgO SiO_2-Cr	Tholeiite Kalk-Alkali-Basalte	abyssal tholeiite (abyss. TH), calk-alkali basalt (CA), tholeiite (TH) CA, TH
MULLEN (1983)	MnO-TiO_2-P_2O_5	Basalte (ohne kontinentale Basalte)	mid-ocean ridge basalt (MORB), island arc tholeiite (IAT), calc-alkali basalt (CAB), oceanic island tholeiite (OIT), oceanic island alkali basalt (OIA)
PEARCE & CANN (1973)	Ti-Zr-Y Ti-Zr-Sr Ti-Zr	Basalte rezente Tholeiite Tholeiite	within plate basalt (WPB), calc-alkali basalt (CAB), low potassium tholeiite (LKT), ocean floor basalt (OFB = MORB) OFB, LKT, CAB OFB, LKT, CAB
PEARCE (1975)	Ti-Cr	Tholeiite	ocean floor basalt (OFB), low potassium tholeiite (LKT)
PEARCE (1976)	F_1-F_2 F_2-F_3	Basalte Tholeiite	within plate basalt (WPB), shoshonite (SHO), calc-alkali basalt (CAB), low potassium tholeiite (LKT), ocean floor basalt (OFB) OFB, LKT, CAB, SHO
PEARCE & NORRY (1979)	Zr/Y-Zr	Basalte	island arc tholeiite (IAT), mid-ocean ridge basalt (MORB), within plate basalt (WPB)

Autor	Diagramm	Anwendungs-bereich	Unterscheidungsmöglichkeiten
PEARCE et al. (1981)	TiO_2-Zr Cr-Y Th/Yb-Ta/Yb	Basalte	volcanic arc basalt (VAB), mid-ocean ridge basalt (MORB), within plate basalt (WPB), basic - evolved basalts VAB, calc-alkali basalt (CAB), island arc tholeiite (IAT), MORB, WPB VAB (shoshonite SHO), CAB, IAT), MORB (tholeiitic (th), transitional (tr), alkaline (alk)), WPB
T.H. PEARCE et al. (1975)	TiO_2-K_2O-P_2O_5	Tholeiite	ozeanisch - kontinental
T.H. PEARCE et al. (1977)	MgO-FeO*-Al_2O_3	Andesite	oceanic island, continental, spreading center island, orogenic, ocean ridge and floor
WINCHESTER & FLOYD (1977)	SiO_2-Zr/TiO_2 SiO_2-Nb/Y Zr/TiO_2-Nb/Y Zr/TiO_2-Ce Zr/TiO_2-Ga Ga/Sc-Nb/Y	Vulkanite allgemein	Sub-Alkali-Basalte (Sub-AB), Alkalibasalte (AB), Basanite (B), Trachybasalte(TB), Nephelinite (N), Andesite (A), Trachandesite (TA), Trachyte (Tr), Phonolite (Ph), Rhyodacite (RD), Dacite (D), Rhyolite (R), Comendite (Com), Pantellerite (Pa)
WINCHESTER & FLOYD (1976)	TiO_2-Zr/P_2O_5 P_2O_5-Zr TiO_2-Y/Nb Nb/Y-Zr/P_2O_5	Basalte	alkaline - tholeiitic continental alkali basalt (CAB), oceanic alkali basalt (OAB), continental tholeiitic basalt (CTB), oceanic tholeiitic basalt (OTB) alkaline - tholeiitic
WINCHESTER & MAX (1982)	Y-FeO*/MgO	Tholeiite Kalk-Alkali-Basalte	tholeiite (TH), calc-alkali basalt (CA)
WOOD et al. (1979)	Th-Hf-Ta	Basalte	volcanic arc basalt (VAB), calc-alkali basalt (CAB), island arc tholeiite (IAT), mid-ocean ridge basalt (MORB, within plate basalt (WPB)

Tab. A5: Herkunft der Analysendaten, die in Abb. 91 verwendet wurden

Fundort	Anzahl der Analysen	Autor
N-type MORB		
Mittelatlantischer Rücken zwischen 32° und 39°N	109	WEAVER et al. (1985)
"		DRAKE et al. (1985)
Mittelatlantischer Rücken bei 23°N (Kane Fracture Zone)	87	DUNGAN et al. (1979)
"	66	RHODES et al. (1979)
Mittelatlantischer Rücken bei 9°N	3	S.R. HART et al. (1974)
Mittelatlantischer Rücken bei 5°S	3	"
Mittelatlantischer Rücken bei 20°S	2	"
Atlantischer Ozean, N' Kuba	2	AYUSO et al. (1976)
Atlantischer Ozean, NW' Bermuda	2	"
Ost-Scotia-See, Süd-Atlantischer Ozean	20	SAUNDERS & TARNEY (1979)
Zentralpazifisches Becken	12	BASS et al. (1973)
Nazca Platte, Pazifischer Ozean	5	MAZZULLO & BENCE (1976)
Galapagos Spreading Center	13	HUMPHRIS et al. (1980a)
Costa Rica Rift	31	AUTIO & RHODES (1983)
Mittelamerika-Graben, vor der Küste von Guatemala	11	MAURY et al. (1980)
Ost-Pazifische Schwelle	15	CANN & HEATH (1976)
"	51	HUMPHRIS et al. (1980b)
"	87	JORON et al. (1980)
"	22	RHODES et al. (1976)
Golf von Kalifornien	133	CAMBON et al. (1983)
"	181	FLOWER et al. (1983)
"	75	MORRISON & THOMPSON (1983)
"	122	SAUNDERS et al. (1982)
"	55	SAUNDERS (1983)
Juan-de-Fuca Rücken	1	PEARCE & CANN (1973)
"	1	ARMSTRONG & NIXON (1982)
Westphillipinisches Becken	1	"
Palau-Kyushu Rücken	1	"
"	5	MARSH et al. (1980)
Mariana-Becken	14	BOUGAULT et al. (1982)
"	1	PEARCE & CANN (1973)
"	14	WOOD et al. (1982)

Fundort	Anzahl der Analysen	Autor
Alula-Fartak Graben, Golf von Aden	10	CANN (1970)
Carlsberg Rücken, Indischer Ozean	11	"
Westindischer Ozean, Gebiet um Madagaskar	7	ERLANK & REID (1974)
Amerika-Antarktika Rücken (Conrad Fracture Zone)	18	LeROEX & DICK (1981)
Mittelmeer, Thyrrenisches Becken	2	DIETRICH et al. (1977)
Nord- und westaustralische Becken	4	ROBINSON & WITHFORD (1974)
Bouvet Triple-Punkt Region, Südwestindischer Rücken	25	LeROEX et al. (1983)
P-type MORB		
Mittelatlantischer Rücken zwischen 32° und 39°N	55	WEAVER et al. (1985)
"		DRAKE et al. (1985)
Mittelatlantischer Rücken bei 37°N (FAMOUS-Gebiet)	2	BENCE & TAYLOR (1977)
"	25	LAMBERT & HOLLAND (1977)
"	2	LANGMUIR et al. (1977)
"	84	TARNEY et al. (1983)
Mittelatlantischer Rücken bsi 45°N	4	ERLANK & KABLE (1976)
Mittelatlantischer Rücken, nahe Island	19	TARNEY et al. (1983)
Ost-Island	3	WOOD (1976)
Bouvet Tripel-Punkt Region, Südwestindischer Rücken	32	LeROEX et al. (1983)
WPT		
Karroo, Südafrika	10	COX et al. (1967)
Skye, Mull, Schottland	59	MORRISON (1978)
Deccan Traps, Indien	1	PEARCE & CANN (1973)
Siletz River, Oregon, USA	3	SNAVELY et al. (1968)
Central Queensland, Australien	2	EWART et al. (1980)
Jebel al Tair, Rotes Meer	3	GASS et al. (1973)
Zubair Gruppe, Rotes Meer	1	"
Osterinsel, Pazifischer Ozean	1	P.E. BAKER (1974)
Galapagos Inseln	3	MacBIRNEY & WILLIAMS (1969)
Emperor Seamounts, Pazifischer Ozean	43	CAMBON et al. (1980)
Rio Grande Schwelle	15	THOMPSON et al. (1983)
"	16	WEAVER et al. (1983)

Fundort	Anzahl der Analysen	Autor
WPA		
Gregory Rift, Kenia	10	B.H. BAKER et al. (1977)
"	1	McCALL & HORNUNG (1972)
"	3	SCEAL & WEAVER (1971)
Karroo, Südafrika	4	COX et al. (1967)
Aden, Little Aden, Süd-Arabien	3	COX et al. (1970)
Jebel al Abyad, westliches Saudi-Arabien	6	P.E. BAKER et al. (1973)
Mt. Taylor, New Mexico, USA	14	LIPMAN & MOENCH (1972)
Silver Peak Volcanic Center, West-Nevada, USA	2	ROBINSON (1972)
Siletz River, Oregon, USA	5	SNAVELY et al. (1968)
Central Queensland, Australien	13	EWART et al. (1980)
St. Helena, Atlantischer Ozean	2	I. BAKER (1969)
Tristan da Cunha, Atlantischer Ozean	14	P.E. BAKER et al. (1964)
Flores, Azoren, Atlantischer Ozean	1	PEARCE & CANN (1973)
Madeira, Atlantischer Ozean	1	"
Zubair Gruppe, Rotes Meer	11	GASS et al. (1973
Hanish Zukur Gruppe, Rotes Meer	10	"
Osterinsel, Pazifischer Ozean	7	P.E. BAKER et al. (1974)
Line Islands, SSW' Hawaii, Pazifischer Ozean	7	BASS et al. (1973)
"	9	JACKSON et al. (1976)
Guadelupe, Pazifischer Ozean	4	ENGEL et al. (1965)
Revilla Gigedo, Pazifischer Ozean	1	"
Clipperton, Pazifischer Ozean	1	"
Galapagos Inseln	6	MacBIRNEY & WILLIAMS (1969)
Principe, Golf von Neu Guinea	5	FITTON & HUGHES (1977)
Grand Comore Inseln, Indischer Ozean	3	FLOWER (1973)
VAB		
Kleine Antillen, Atlantischer Ozean	21	BROWN et al. (1977)
"	1	PEARCE & CANN (1973)
Südliche Sandwich Inseln, Südatlantischer Ozean	1	"
Neuseeland	1	MacKENZIE & CHAPPELL (1972)
Tonga-Bogen (Falcon Insel), Pazifischer Ozean	1	PEARCE & CANN (1973)
Neue Hebriden, Pazifischer Ozean	10	GORTON (1977)
Bougainville, Pazifischer Ozean	1	MacKENZIE & CHAPPELL (1972)
Papua, Neu Guinea	2	"
"	11	JAQUES & CHAPPELL (1980)

Fundort	Anzahl der Analysen	Autor
Java-Bogen, Pazifischer Ozean	1	PEARCE & CANN (1973)
Marianen-Bogen, Pazifischer Ozean	2	ARMSTRONG & NIXON (1982)
"	17	BOUGAULT et al. (1982)
"	1	PEARCE & CANN (1973)
"	4	WOOD et al. (1982)
Japan	1	PEARCE & CANN (1973)
"	1	MacKENZIE & CHAPPELL (1972)
Izu-Bogen (Oshima)	1	PEARCE & CANN (1973)
Mt. Popa, Burma	6	STEPHENSON & MARSHALL (1984)

Tab. A6: Gesamtanzahl der Analysen und ihre Häufigkeitsverteilung in den Feldern der Abb. 91

Basalttyp	Anzahl der Analysen	Feld	Prozentsatz im jeweiligen Feld
N-type MORB	1222	D	98,0
P-type MORB	226	B	92,9
WPT	157	C, A_{II}	96,8
WPA	143	A_I, A_{II}	97,9
VAB	83	C, D	98,8
Gesamt	1831	--	97,3

Tab. A7: Herkunft der Analysendaten, die in Abb. 93 verwendet wurden

Fundort	Anzahl der Analysen	Autor
Shelburne, Nova Scotia	9	PAPEZIK & BARR (1981)
Avalon, Neufundland	7	PAPEZIK & HODYCH (1980)
Rosseville, USA	1	SMITH et al. (1975)
Anti Atlas, Hoher Atlas, Marokko	22	BERTRAND et al. (1982)

Curriculum Vitae

Name:	Meschede, Martin
Geburtstag und -ort:	6.4.1957 in Lathen/Ems, Krs. Aschendorf
Eltern:	Dipl. Ing. Hans Hugo Meschede, Beamter Marianne Meschede, geb. Kläsener, Hausfrau
Staatsangehörigkeit:	deutsch
Familienstand:	seit 10.1.86 verheiratet mit Christine Meschede, geb. Fischer
1963 - 1966	Katholische Volksschule in Meppen/Ems und Bonn
1966 - 1975	Gymnasium in Bonn, Braunschweig und Hannover
5.5.1975	Abitur an der Tellkampfschule in Hannover
1975 - 1976	Wehrdienst in der Sportförderungsgruppe der Bundeswehr
1976 - 1979	Geologiestudium an der Universität Hannover
21.12.1978	Vordiplom
1979 - 1980	Hochschulwechsel an die Technische Universität München
1980 - 1982	Fortsetzung des Studiums an der Universität Hannover
21.6.1982	Diplom, Diplomarbeit bei Prof. Henningsen und Dr. Mauthe; Gesamturteil: sehr gut
1982 - 1985	Dissertation unter der Anleitung von Prof. Frisch in Tübingen
seit 1.8.1985	Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Geologischen Institut der Universität Tübingen

Meine akademischen Lehrer waren:

Universität Hannover:
EBERHARD, FISCHER, GROETZNER, GÜNTHER, HARK, HENNINGSEN, JOHANNES, MAUTHE, MICHAEL, MICHEL, PAHL, RICHTER-BERNBURG, VETTERLEIN, WAGNER

Technische Universität München:
BORN, BÖGEL, FABRICIUS, HAHN-WEINHEIMER, MÜLLER, OTT

Universität Tübingen:
EINSELE, FRISCH, LOESCHKE, LUTERBACHER, WIEDMANN